

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

THAILLI CONTE

MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E ANÁLISE QUANTITATIVA TEXTURAL
EM ROCHAS DEFORMADAS AO LONGO DA ZONA DE CISALHAMENTO
LANCINHA E ADJACÊNCIAS

CURITIBA

2018

THAILLI CONTE

MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E ANÁLISE QUANTITATIVA TEXTURAL
EM ROCHAS DEFORMADAS AO LONGO DA ZONA DE CISALHAMENTO
LANCINHA E ADJACÊNCIAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Geologia, Setor de Ciências da Terra como requisito
parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia,
Universidade Federal do Paraná.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Geane Carolina Gonçalves
Cavalcante

Coorientador: Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro

CURITIBA

2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

C761m

Conte, Thaili

Mecanismos de deformação e análise quantitativa textural em rochas deformadas ao longo da zona de cisalhamento lancinha e adjacências / Thaili Conte. – Curitiba, 2018.
103 p. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2018.

Orientadora: Geane Carolina Gonçalves Cavalcante.
Coorientador: Leonardo Evangelista Lagoeiro.

1. Mecanismos de deformação. 2. Análise textural. 3. Cinturão Ribeira. I. Universidade Federal do Paraná. II. Cavalcante, Geane Carolina Gonçalves. III. Lagoeiro, Leonardo Evangelista. IV. Título.

CDD: 551.872

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **THAILLI CONTE** intitulada: **MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E ANÁLISE QUANTITATIVA TEXTURAL EM ROCHAS DEFORMADAS AO LONGO DA ZONA DE CISLHAMENTO LANCINHA E ADJACÊNCIAS**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua aprovação no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 17 de Abril de 2018.


GEANE CAROLINA GONÇALVES CAVALCANTE
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)


LUIS GUSTAVO FERREIRA VIEGAS
Avaliador Externo (UNB)


CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS

Aos inquietos.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à minha “erman”, Karla, e ao meu cunhado, Lucas, sem o suporte de vocês esse mestrado jamais teria se tornado realidade. Quero hambúrguer pra comemorar.

Aos meus pais, Antonio e Neiva, que mesmo que jamais tenham entendido o que é essa tal de “deformação em rochas de zona de cisalhamento” que a filha deles estuda, nunca deixaram de dar apoio e incentivo nessa longa e tortuosa caminhada. Espero continuar sempre a fazê-los orgulhosos da pessoa que me torno a cada dia.

À minha sobrinha Júlia, que mesmo tão pequena me ensina tantas coisas. Espero que a luta de hoje torne o mundo um lugar mais igualitário para você, e que você tenha oportunidade de se tornar qualquer coisa que te trazer alegria.

À minha orientadora, Carolina, por toda a paciência para me explicar diversas vezes a mesma coisa durante esse período e por sempre se mostrar preocupada de que eu tivesse realmente entendido.

Ao meu coorientador, Prof. Leonardo Lagoeiro, por todas as dicas e discussões imprescindíveis para a realização deste trabalho.

À Camila, muito obrigada pela ajuda para resolver os bugs do Mtex, por ter oferecido o ombro quando as lâminas e o meu computador quebraram, e principalmente, pela amizade. Eu não teria conseguido sem você.

Às minhas amoras, Amanda, Erika, Mayara e Vivi, vocês não têm noção do quanto me ensinaram nestes últimos dois anos. Sou muito grata por terem cruzado meu caminho e ter a oportunidade de compartilhar essa jornada com mulheres incríveis.

À Pâmela e à Taynah, é sempre bom contar com vocês a qualquer hora do dia, a qualquer dia da semana, seja lá para o que for necessário. Amo vocês.

Ao pessoal da pós (Rhander, Super, Pitu, Zanella, Malu, Fábio, Talita, Borato, Lili, Zito, Nadalin e Lari) por terem feito tudo mais leve e divertido. Ao Coxinha pelas infinitas ajudas com o ArcGIS, vou precisar de três vidas para pagar minha conta de beras.

Ao Cauê, mesmo sem os vôleis na praça e o fuso horário desfavorável, por oferecer ótimas conversas sobre a vida, o universo e tudo mais.

Ao time de Floripa, Byanca e Cláudia, eu morro de saudades de vocês e quero reencontro logo. Saibam que não importa a distância ou o tempo que passemos sem nos falar, a amizade de vocês é muito importante pra mim.

Ao time EBSD, Maionas e Edgar, pelas risadas e ao grupo de microtectônica pelas produtivas discussões.

Aos pós-graduandos brasileiros, que por mais que enfrentem falta de financiamento, voz e reconhecimento, não desistem de fazer ciência em nosso país.

Obrigada à UFPR e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia pela infraestrutura necessária à realização de análises deste trabalho e também aos membros da banca pela avaliação.

Por fim, obrigada a todos aqueles que de algum modo e de algum lugar torceram por mim.

“And once the storm is over, you won’t remember how you made it through, how you managed to survive. You won’t even be sure, whether the storm is really over. But one thing is certain. When you come out of the storm, you won’t be the same person who walked in. That’s what this storm is all about.”

— *Haruki Murakami*

RESUMO

Para entender o desenvolvimento de complexos sistemas de zonas de cisalhamento como as do Cinturão Ribeira, no sul do Brasil, investigações em uma variedade de escalas e com diferentes técnicas são necessárias. Diversos trabalhos em meso e macroescala descrevem uma complexa evolução, com múltiplas fases de deformação, no Cinturão Ribeira. Porém, análise microestrutural, essencial para explorar o desenvolvimento e localização da deformação em zonas de cisalhamento, têm se limitado a alguns diagramas de eixo $\langle c \rangle$ de quartzo em platina universal. O estudo de microestruturas revela informações sobre mecanismos de deformação, temperatura, cinemática e história da deformação. Nesse trabalho empregamos modernas técnicas de microscopia eletrônica de varredura, associada a refração de elétrons retro espalhados (MEV-EBSD), para explorar microestruturas de rochas contendo quartzo, ao longo da Zona de Cisalhamento Lancinha, e para discutir como a acomodação da deformação ocorre em um sistema orogênico de escala crustal. O Cinturão Ribeira é limitado ao norte pelo cráton Paranapanema e ao sul pelo cráton Luís Alves. O Cinturão Ribeira resulta da colisão entre os crátons São Francisco, Congo e Paranapanema, durante a amalgamação do Gondwana Oeste, há ~600 Ma. A Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL), localizada na porção sul do Cinturão Ribeira, é uma zona de cisalhamento Neoproterozoica dextral de direção NE, que se estende por ~150 km separando os terrenos Apiaí e Curitiba. Durante seis dias de trabalho de campo, 64 afloramentos foram visitados, e dados estruturais foram coletados usando aplicativos digitais como FieldMove Clino e GIS Kit. A amostragem foi realizada ao longo de quatro perfis distribuídos na ZCL. Análises de EBSD foram realizadas em lâminas polidas perpendiculares à foliação (plano XY do elipsoide de deformação), e paralelas à lineação de estiramento mineral (direção X), ou seja, no plano XZ. Os dados foram processados usando a ferramenta Mtex para MATLAB e no software CHANNEL 5, da Oxford Instruments. Cinco amostras representativas foram separadas em dois grupos: (1) O grupo 1 (amostras LC09H, LC59 e LC64B) é representado por quartzitos com finas camadas filossilicáticas e lineações de estiramento mineral caracterizadas por grãos de quartzo alongados e por um granito milonítico. Estas rochas exibem foliação vertical a subvertical em uma orientação NE-SW a E-W. (2) O grupo 2 (amostras LC30C1 e LC30DSC) é representado por xistos do tipo S-C com foliação vertical e lineação de estiramento mineral caracterizada pela orientação preferencial de grãos de quartzo, ribbons de quartzo de 1:5 *aspect ratio*, e numerosos veios de quartzo deformados. Rochas do Grupo 1 exibem evidências de recristalização por BLG; a intensidade da trama é relativamente fraca e os valores de J index variam de 3.8159 a 6.6390 e o M index de 0.1458 a 0.1876; resultados de Orientação Cristalográfica Preferencial (OCP) sugerem a ativação do sistema de deslizamento basal $\langle a \rangle$, indicando deformação em baixas condições de temperatura (<400 °C), consistente com mecanismos de deformação por *dislocation creep*. As rochas do Grupo 2 apresentam evidências de recristalização por SGR (subgrain rotation), GBM (grain boundary migration) e intensidade de trama mais alta, com J index variando de 3.3661 até 20.9523. M index varia de 0.07959 a 0.4164; dados de OCP sugerem a ativação múltiplos sistemas de deslizamento tais como basal $\langle a \rangle$, romboédrico $\langle a \rangle$ e prismático $\langle a \rangle$, indicando que a deformação ocorreu em condições médias de temperatura (>400 a 500°C).

Palavras-chave: Mecanismos de deformação. Análise textural. EBSD. Cinturão Ribeira

ABSTRACT

In order to understand the development of complex shear zone systems such as those of the Ribeira Belt in southern Brazil, investigations are required at a range of scales and with different techniques. A lot of work at meso- and macroscales describe a complex evolution with multiple phases of deformation in the Ribeira Belt. However, microstructural analysis, essential for exploring shear zone development and strain localization, has been limited to some quartz c-axis diagrams from U-stage. Microfabrics reveal information about deformation mechanisms, temperature, kinematics, and history of deformation. In this work we use modern Scanning Electron Microscope-Electron Backscatter Diffraction (SEM-EBSD) techniques to explore quartz microfabrics of rocks along the Lancinha Shear Zone, and discuss how deformation localizes in an orogenic-scale shear system. The Lancinha Shear Zone (LSZ), located in the southern part of the Ribeira Belt, is a Neoproterozoic dextral strike-slip shear zone trending NE, which extends over ~150 km separating the Apiaí and Curitiba terranes. The southern Ribeira Belt is limited to the north by the Paranapanema craton and to the south by the Luís Alves craton. The Ribeira Belt was formed as a result of the collision between the São Francisco, Congo and Paranapanema cratons during the amalgamation of west Gondwana at ~600 Ma. During six days of field work 64 outcrops were visited and structural data were collected with the aid of digital apps such as FieldMove Clino and GIS Kit. Sampling was performed along four profiles across the LSZ. EBSD analyses were performed on carefully polished thin sections cut perpendicular to the foliation (XY plane of finite strain), and parallel to the stretching lineation (X-direction) and the data were processed using the Mtex toolbox in MATLAB and CHANNEL 5 software of Oxford Instruments. Five representative samples were separated in two groups: (1) Group 1 (samples LC09H, LC59 and LC64B) is represented by quartzites with thin phyllosilicate-rich layers and stretching lineation characterized by elongated quartz grains, and by a mylonitic granite. These rocks exhibit a vertical to sub vertical anastomosing foliation trending NE-SW to E-W. (2) Group 2 (samples LC30C1 and LC30DSC) is represented by S-C type schists with steeply dipping foliation with mineral lineation characterized by preferred orientation of quartz grains, quartz ribbons with aspect ratio 1:5, and numerous deformed quartz veins. Rocks from Group 1 exhibit evidence of BLG recrystallization; fabric strength is significantly weak and J index range from 3.8159 to 6.6390 and M index from 0.1458 to 0.1876; CPO results suggest activation of a basal $\langle a \rangle$ slip system, indicating deformation under low temperature conditions ($<400^\circ\text{C}$), consistent with dislocation creep deformation mechanisms. Rocks from Group 2 display evidence of SGR and GBM recrystallization and higher fabric strength, with J index ranging from 3.3661 to up until 20.9523. M index range from 0.0759 to 0.4164; CPO fabrics suggest activation of multiple slip systems such as basal $\langle a \rangle$, rhomb $\langle a \rangle$ and prism $\langle a \rangle$, suggesting that deformation took place under temperature between >400 to 500°C . BLG and SGR seem to be the main recrystallization mechanisms responsible for grain size reduction and deformation localization.

Key-words: deformation mechanisms. Textural analysis. EBSD. Ribeira Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES DISSERTAÇÃO

Figura 1 - a) Mapa do supercontinente Gondwana mostrando a posição dos núcleos cratônicos e dos cinturões orogênicos dentro da Província Mantiqueira; b) Bloco diagrama esquemático baseado em imagem de modelo digital de elevação (SRTM), mostrando o conjunto de zonas de cisalhamento anastomosadas onde a Zona de Cisalhamento Lancinha (LSZ) e zonas correlatas estão incluídas.....	27
Figura 2 - Mapa geológico simplificado da região da ZCL mostrando a compartimentação tectônica regional (Adaptado de Faleiros, 2008).	29
Figura 3 – Fluxograma de atividades desenvolvidas para obtenção dos resultados propostos neste trabalho de mestrado.....	31
Figura 4 – Mapa geológico da área de estudo sobreposta à imagem SRTM com a localização dos pontos de campo (Adaptado de Faleiros, 2008).....	32
Figura 5 – Amostras selecionadas para confecção de seções polidas, cortadas no plano XZ do elipsoide de deformação.....	33
Figura 6 - a) Exemplo do corte na amostra orientada (plano XZ) para medidas de OCP no MEV-EBSD (Bascou, 2002) e; b) bloco diagrama esquemático ilustrando a seção de observação para determinação do sentido do cisalhamento (Fossen, 2016).....	34
Figura 7 - a) Microscópio óptico Zeiss utilizado na captura de fotomicrografias; b) Microscópio eletrônico de varredura e detector EBSD da <i>Oxford Instruments</i> ®, disponíveis nos laboratórios LAMIR e LACTEC, respectivamente, na Universidade Federal do Paraná.....	35
Figura 8 - Funcionamento do MEV para aquisição de dados de OCP via técnica EBSD.....	37
Figura 9 – Exemplo de mapa de fases gerado no Mtex. Fonte: http://mtex-toolbox.github.io/files/doc/GrainSpatialPlots_01.png	38
Figura 10 – Exemplo de mapa de orientação ou de Euler para os cristais de forsterita da figura 8. Fonte: http://mtex-toolbox.github.io/files/doc/ColorCodingEBSD_demo_13.png	39
Figura 11 – a) Pontos na figura de polo em função do arcabouço da rocha e; b) figura de polo representando a OCP.....	40
Figura 12 – O processo de formação e representação de uma IPF.....	40
Figura 13 – Exemplo de Histograma de ângulos de desorientação (<i>misorientation angle distribution</i>) para a amostra LC64B deste trabalho.....	41

- Figura 14 – Imagem de relevo sombreado (INPE) da região da ZCL e desenho esquemático evidenciando o padrão de disposição anastomosado das zonas de cisalhamento da região.....43
- Figura 15 - a) Filito com clivagem ardosiana contínua sub vertical; b) Siltito com clivagem ardosiana com direção 340az; c) Filito intercalado com veios de quartzito exibindo dobra sinforme com eixo E-W..... 44
- Figura 16 - a) Xisto com foliação do tipo S-C.; b) Xisto cinza claro com foliação orientada segundo a orientação NE-SW e exibindo dobra monoclinal; c) Xisto com clivagem de crenulação (melhorar os traços da clivagem de crenulação, que não está claro na foto; d) Xisto com foliação sub vertical e lineação de estiramento mineral definida por grãos de quartzo; e) Quartzito com foliação sub vertical e grãos de quartzo definindo lineação de estiramento mineral; f) Rocha granitoide com foliação milonítica sub vertical NE-SW; g) Detalhe da rocha granitoide com foliação milonítica anastomosada (talvez fosse bom dar uma ressaltada nos traços da foliação milonítica anastomosada na foto de detalhe)..... 45
- Figura 17 - a) Afloramento com bandas de cisalhamento sub verticais destacadas em vermelho; b) Xisto com foliação do tipo S-C; c) Xisto milonitizado e ribbons de quartzo em destaque e; d) Lente de quartzo estirada..... 46
- Figura 18 - a) Rocha carbonática com bandamento composicional e; b) Rocha metabásica. 47
- Figura 19 – Fotomicrografias dos principais litotipos observados: a) Clivagem de crenulação observada na amostra LC02; b) Níveis alternados de quartzo e muscovita que definem uma foliação espaçada dobrada; c) Veio de quartzo e matriz fina constituída por filossilicatos observada no siltito (LC49); d) Foliação levemente anastomosada com níveis de agregados de quartzo exibindo contatos irregulares; e) Detalhe da região que concentra quartzo e biotita (ln); f) Detalhe da região que concentra quartzo e biotita com destaque para a formação de extinção ondulante, subgrão e contatos irregulares levemente retílicos entre cristais de quartzo (lx).48
- Figura 20 – a) Grãos alongados de quartzo definindo uma foliação contínua e exibindo extinção ondulante; b) Extinção ondulante em grãos de quartzo; c) Quartzo com formação de subgrão; d) Cristais alongados definindo foliação contínua anastomosada; e) e f) Cristais alongados anastomosados com extinção ondulante e pequenos grãos equidimensionais nas bordas, típicos de recristalização por bulging; g) Pórfiroclastos de plagioclásio dispersos em meio à matriz e; h) Quartzo alongado

exibindo pequenos grãos nas bordas com contatos serrilhados, indicativos de recristalização por bulging (BLG)..... 50

Figura 21 – a) Bandas de quartzo e de muscovita (LC10B); b) Foliação milonítica caracterizada por níveis alongados de quartzo e porfiroclasto de anfibólio e piroxênio; c) *Ribbon* de quartzo policristalino em meio a matriz recristalizada; d) Contatos irregulares lobados, subgrão e extinção ondulante em grãos de quartzo que constituem o veio; e) Porfiroclasto de granada, níveis de quartzo e mica em foliação S-C; f) Grãos de plagioclásio exibindo maclas de deformação em cunha e extinção ondulante..... 53

Figura 22 – a) Porfiroclasto rotacionado de granada com grãos de quartzo recristalizados nas sombras de pressão; b) Grãos de plagioclásio com extinção ondulante e macla deformacional envoltos por níveis de foliação filossilicática; c) Foliação anastomosada do tipo S-C com cinemática sinistral (LC30DSC); d) Veio de quartzo com sugrãos e contatos irregulares lobados com cinemática sinistral; e) Biotita com *kink band*; f) Biotitas do tipo *fish* em meio a foliação “S” da trama S-C sugerindo cinemática sinistral; g) Porfiroclasto de granada rotacionado envolvido por bandas anastomosadas ricas em quartzo e biotita do tipo *fish* com indicadores cinemáticos sinistrais; h) Foliação anastomosada e *kink band* na biotita..... 55

Figura 23 – a) Planos de clivagem anastomosada caracterizada por níveis ricos em filossilicatos e agregados de quartzo recristalizados; b) Detalhe da matriz mostrando grãos fraturados de K-feldspato; c) Grãos alongados de quartzo com pequenos grãos equidimensionais nas bordas, indicativos de recristalização por *bulging*; d) Grão de quartzo do veio recristalizado por *bulging*..... 56

LISTA DE ILUSTRAÇÕES – ARTIGO 1

- Figure P1. 1 - Geological map of the Ribeira Belt showing the location of Lancinha Shear Zone system (dashed white box, study area) and West Gondwana reconstruction (lower right corner) showing the main cratons involved in the collision. The colours of the map were chosen according to the age of each geological unit, following the ISC 2017 colour scheme. 59
- Figure P1. 2 - Digital elevation model with lineaments interpretation displaying the interconnected pattern of shear zones in southern Ribeira belt. In red some of the main known shear zones such as: LSZ (Lancinha Shear Zone), MASZ (Morro Agudo Shear Zone), RSZ (Ribeira Shear Zone), FSZ (Figueira Shear Zone) and CSZ (Cubatão Shear Zone) available on <http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/>. 60
- Figure P1. 3 - Detailed geological map of the study area with main terranes (upper left corner), showing location of visited localities and samples selected for EBSD analysis, and schematic cross section. Geological units and structural data based on Curitiba geological map from Brazilian geological survey (CPRM). Available at: http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/4999/sg22_curitiba.pdf?sequence=2..... 62
- Figure P1. 4 - Microstructures of representative rocks exposed along the Lancinha Shear Zone and correlated shear zones. a) Alternating quartz and muscovite rich layers; b) Elongate quartz crystals within the anastomosed phyllosilicatic foliation; c) Quartz grain agglomerates within fine grained matrix; d) S-C bands defining an S-C type of anastomosed foliation and rotated garnet crystal indicating sinistral sense of shear; e) Biotite in fish shape in the middle of S-C foliation bands indicating sinistral sense of shear; f) Biotite with kink bands. 64
- Figure P1. 5 - Microstructures of rocks from rocks of the G1. (a) Scanned images of thin section displaying the general aspect of quartzite (sample LC09H); (b) quartz grains exhibiting undulose extinction and arranged along an anastomosing foliation, which defines a S-C fabric; (c) Scanned images of thin section displaying the general aspect of quartzite (sample LC59) and; (d) quartz grains exhibiting sutured grain boundaries; (e) quartz old grain displaying undulose extinction and alternating mica-rich thin layers and flattened quartz grains; (f) Scanned of thin section from

sample LC64B showing the separation of the two main domains (dashed white line), the vein (right side) and the matrix (left side); (g) mylonitic granite displaying fractured feldspar porphyroclasts; (h) Detailed photomicrography from quartz rich domain from sample LC64B showing recrystallized BLG domains at grains boundaries; (i) BSE images displaying the very small (10 μm) quartz grain boundaries..... 66

Figure P1. 6 – Microstructures of rocks from rocks of the G2. a) Thin section scan from schists (sample LC30DSC) with selected areas for EBSD analysis; b) Sample LC30C1 thin section photography with areas analysed on EBSD in evidence; c) Garnet grain and pressure shadow area with recrystallized quartz grains indicating sinistral sense of shear; d) Quartz ribbon on sample LC30C1; e) Plagioclase crystal with undulose extinction and deformation twins; f) Plagioclase crystal showing deformation twins. 68

Figure P1. 7 - Quartz crystallographic orientations for rocks from G1. Pole and Inverse pole figures (IPF). Pole figures are represented at lower hemisphere equal-area projections. IPFs are represented for X and Z directions. 70

Figure P1. 8 – Quartz crystallographic orientations for rocks from G2. Pole and Inverse pole figures (IPF). Pole figures are represented at lower hemisphere equal-area projections. IPFs are represented for X and Z directions. Euler orientation map showing for large area map area. 72

Figure P1. 9 - Grain size distribution for quartz grains for samples from G1 and G2. 74

Figure P1. 10 - Misorientation angle distribution histograms for samples from G1 and G2, correlated and uncorrelated data. 76

Figure P1. 11 - Photomicrographs of sample LC64B from G1 and samples LC30DSC and LC30C1 from G2, and respective sketches displaying an evolution of the microstructure towards the north of the shear zone. 77

LISTA DE FIGURAS – ARTIGO 2

- Figure P2. 1 - Digital elevation model image showing the main shear zones located in southern Ribeira Belt that characterize an anastomosing pattern. MASZ - Morro Agudo Shear Zone; RSZ - Ribeira Shear Zone; FSZ - Figueira Shear Zone; LSZ - Lancinha Shear Zone; CSZ – Cubatão Shear Zone. Image source: INPE Topodata. In the lower right corner the separation of main terrains, and the West Gondwana reconstruction. ..86
- Figure P2. 2 - GIS Kit application screenshots. a) Navigation panel at the left hand side to navigate in the app; b) Navigation panel to show the range of features that can be drawn over the base map and terrain map with shear zones highlighted (dashed lines) and location of visited outcrops; c) Navigation panel display the map database that the user can pick to use and work offline; d) Satellite image from the study area downloaded into the App for off-line use; e) Points classified according to type: red pins represent field localities, and yellow flags represent possible outcrops area inferred from satellite image; f) Field locality attributes of the highlighted locality on the map (yellow box), outcrop description and attached pictures..... 88
- Figure P2. 3 - Examples of structures measured using FieldMove Clino application; a) S-C foliation; b) Monocline fold; c) Axes of crenulation folds; d) Mineral and e) stretching lineation; f) Bedding and; g) mylonitic foliation. 90
- Figure P2. 4 - Series of screenshots from FieldMove Clino App using an iOS operational system. a) Main application screen displays azimuth, rock type and project location; b) Project details screen shows detailed data as project name, location coordinates, magnetic declination and a description of the project;c) Library of structural data to choose the type of structure; d) Data collection screens shows measured structure, rock type (schist), location and type of structure (cleavage); e) Structural library of a chosen project shows structure information as well as locality, time of acquisition and rock type; f) Notes and images screen library displays structural data and attached pictures; g) Comment tab to add desire information to a specific data point and oriented picture; h) Map view of collected structural data and spatial distribution; i) Stereoplot showing planes foliation from schists; j) Stereoplot showing poles to planes of foliation from metasedimentary rocks. 92

Figure P2. 5 – a) Spread sheet exported from FieldMove Clino App containing detailed structural data; b) Google Earth screenshot showing the exported data from GIS Kit App.....	94
--	----

LISTA DE SIGLAS

BLG	-	<i>Bulging</i>
CPRM	-	Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil
CR	-	Cinturão Ribeira
EBSD`	-	<i>Electron Backscattered Diffraction</i>
EBSP	-	<i>Electron Backscattered Pattern</i>
EDS	-	<i>Energy-dispersive Spectroscopy</i>
GBM	-	<i>Grain Boundary Migration</i>
INPE	-	Instituto Nacional de Pesquisa Espacial
IPF	-	<i>Inverse Pole Figure</i>
LAMIR	-	Laboatório de Minerais e Rochas
LAPEM	-	Laboratório de Pesquisa e Ensino em Microscopia
LC	-	Lancinha
MEV	-	Microscópio Eletrônico de Varredura
MINEROPAR-	-	Serviço Geológico do Paraná
NASA	-	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
OCP	-	Orientação Cristalográfica Preferencial
ODF	-	<i>Orientation Distribution Function</i>
PM	-	Província Mantiqueira
RBG	-	<i>Red, Blue and Green</i>
SF	-	São Francisco
SFC	-	Sistema de Falhamento Cubatão
SIG	-	Sistema de Informações Geográficas
SRTM	-	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
USGS	-	<i>United States Geological Survey</i>
ZC	-	Zona de Cisalhamento
ZCL	-	Zona de Cisalhamento Lancinha
ZCR	-	Zona de Cisalhamento Ribeira
SGR	-	<i>Subgrain Rotation</i>

WDS - *Wavelength-dispersive Spectroscopy*

LISTA DE ABREVIACÕES

μA	-	Microampère
Bt	-	Biotita
Grt	-	Granada
keV	-	<i>Kilo-electronvolt</i>
Ln	-	Luz natural
Lx	-	Luz polarizada
Pl	-	Plagioclásio
Qtz	-	Quartzo

SUMÁRIO

	<i>CAPÍTULO I</i>	23
1.1	INTRODUÇÃO	23
1.2	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	24
1.3	JUSTIFICATIVA	24
1.4	OBJETIVOS	25
1.4.1	Objetivo geral	25
1.4.2	Objetivos específicos	25
	<i>CAPÍTULO II</i>	26
2	ESTADO DA ARTE	26
2.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL	26
2.1.1	A Província Mantiqueira e o Cinturão Ribeira	26
2.1.2	A Zona de Cisalhamento Lancinha	28
2.2	MÉTODOS	30
2.2.1	Revisão bibliográfica e cartográfica	31
2.2.2	Trabalho de campo	32
2.2.3	Preparação das seções delgadas e polidas	33
2.2.3.1	Corte	33
2.2.3.2	Polimento	34
2.2.4	Análises no microscópio óptico e no MEV-EBSD	35
2.2.5	A técnica de EBSD e a medida das OCP's	36
2.2.6	Tratamento, integração e interpretação de dados	38
2.2.6.1	Mapas de fase	38
2.2.6.2	Mapas de orientação	39
2.2.6.3	Função de distribuição de orientação, figuras de polo e figuras de polo inversa	39
2.2.6.4	Histogramas de desorientação (<i>misorientation</i>)	41
	<i>CAPÍTULO III</i>	42
3	RESULTADOS	42
3.1	ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA	42
3.1.1	Feições macroscópicas	42

3.1.2	Petrografia e microestruturas	47
3.1.2.1	Rochas metassedimentares.....	47
3.1.2.2	Quartzitos.....	49
3.1.2.3	Xistos e granitóide.....	51
3.2	ARTIGO 1	57
	ABSTRACT	57
1	INTRODUCTION	58
2	GEOLOGICAL SETTING AND SAMPLE DESCRIPTION	60
3	ANALYTICAL METHODS	63
4	RESULTS	63
4.1	Fabric elements and microstructures.....	63
4.1.1	<i>Group 1 (G1) microstructures</i>	65
4.1.2	<i>Group 2 (G2) microstructures</i>	67
4.2	Crystallographic preferred orientation (CPO).....	68
4.2.1	<i>Group 1 (G1) quartz crystallographic orientation</i>	69
4.2.2	<i>Group 2 (G2) quartz crystallographic orientation</i>	70
4.3	Grain size distribution (GSD).....	73
4.4	Misorientation angle distribution.....	75
5	DISCUSSIONS	77
6	CONCLUSIONS AND REGIONAL IMPLICATIONS	80
7	AKNOWLEDGEMENTS	80
8	REFERENCES	81
3.3	ARTIGO 2	84
	ABSTRACT	84
1	INTRODUCTION	85
2	GEOLOGICAL SETTING	85
3	APPS METHODS	87

3.1	GIS Kit.....	87
3.2	FieldMove Clino	89
4	ADVANTAGES AND ACCURACY	92
5	CONCLUSIONS	95
6	AKNOWLEDGEMENTS	95
7	REFERENCES.....	95
	<i>CAPÍTULO VI</i>	97
4	CONSIDERAÇÕES FINAIS	97
5	REFERÊNCIAS	99

1.1 INTRODUÇÃO

Zonas de cisalhamento são definidas como uma região tabular limitada por "muros" dentro dos quais a taxa de deformação é notavelmente maior em relação às rochas adjacentes (Ramsay, 1980). Processos de acomodação da deformação estão intimamente relacionados ao comportamento reológico de cada rocha, controlado pelos constituintes mineralógicos, condições de temperatura e pressão, assistência de fluidos e taxa de *strain*. As rochas podem, por exemplo, acomodar a deformação de forma plástica, alterando sua estrutura interna, forma e volume (Fossen, 2016).

A Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL), principal alvo deste estudo, é uma importante zona de cisalhamento Neoproterozoica destal, de direção NE-SW, que se estende por ~150 km, separando os terrenos Apiaí e Curitiba (Passareli et al., 2011). Constitui, junto com diversas outras zonas de cisalhamento, um padrão de estruturas anastomosadas, que são “chaves” para o entendimento da evolução do Cinturão Ribeira, resultante da colisão entre os crátons São Francisco, Congo e Paranapanema, durante a amalgamação do Gondwana Oeste, há ~600 Ma. As rochas expostas ao longo da ZCL consistem em xistos do tipo S-C e milonitos, deformados sob fácies xisto verde (~300 - 350°C; Faleiros, 2012), pertencentes às unidades geológicas da Formação Iporanga, Formação Capiu, e Grupos Lajeado e Votuverava.

Embora a ZCL represente uma estrutura importante para entender como a deformação crustal é acomodada, estudos de caracterização estrutural, sobretudo em microescala, são escassos, ou derivados somente de trama de eixos <c> de quartzo, medidos via platina universal (ex., Faleiros et al., 2016). Neste trabalho, foi utilizada a técnica de EBSD (*Electron Backscatter Diffraction*, ou difração de elétrons retroespalhados), juntamente com mapeamento geológico digital de detalhe e caracterização microestrutural, para investigar os mecanismos de deformação, e, conseqüentemente, as condições de temperatura durante a deformação. O principal objetivo é entender como a deformação é acomodada ao longo da ZCL, e, desta forma, contribuir para o entendimento sobre a evolução tectônica do Cinturão Ribeira.

1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação apresenta os resultados finais de um estudo que integra mapeamento geológico digital usando aplicativos para dispositivos móveis, descrição de microestruturas e medidas de orientação preferencial cristalográfica para investigar mecanismos de deformação e condições de temperatura durante a instalação e desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Lancinha.

O trabalho está dividido em quatro capítulos: (1) o **Capítulo I** traz uma breve introdução ao tema e a estrutura do trabalho, bem como a justificativa para realização da pesquisa e os objetivos propostos; (2) no **Capítulo II** apresenta-se uma revisão geral sobre a geologia regional da área de estudo e os principais métodos utilizados na realização deste trabalho; (3) o **Capítulo III** traz os principais resultados dos aspectos de campo e de microestruturas, bem como dois artigos intitulados: “*Quartz microstructures and CPO patterns from an anastomosing shear zone system: The Lancinha Shear Zone, Brazil*” e “*The use of mobile electronic devices in mapping of an anastomosing shear zone system, southern brasil*”. O primeiro artigo trata sobre mecanismos de deformação e análise textural em rochas deformadas ao longo da Zona de Cisalhamento Lancinha e zonas correlatas e será submetido ao *Journal of Structural Geology*. O segundo artigo refere-se ao uso de aplicativos em dispositivos móveis como iPads, iPhones e Smarthphones para a coleta de dados estruturais/litológicos, a ser submetido ao *Journal of South American Sciences*. Por se tratarem de periódicos de circulação internacional, os artigos foram redigidos em língua inglesa e a numeração das figuras de cada artigo é feita de forma independente do restante da dissertação. As referências bibliográficas citadas nos artigos se encontram ao final de cada um; (4) o **Capítulo IV** apresenta as principais conclusões e considerações finais da dissertação de mestrado.

1.3 JUSTIFICATIVA

Durante a deformação crustal o comportamento reológico de minerais exerce importante controle na acomodação da deformação. A forma como este processo ocorre está diretamente ligada à anisotropia cristalográfica, taxa de deformação, presença de fluidos e condições de temperatura e pressão. Assim sendo, os mecanismos de deformação ativos durante deformação em regime rúptil são diferentes daqueles ativos durante deformações em regime dúctil. Nesse

sentido, as estruturas registradas em rochas deformadas representam o resultado dos processos experimentados por estes materiais em diferentes níveis crustais.

Embora a região sul do Brasil exponha vários segmentos de zonas de cisalhamento crustais, pesquisas concentradas na investigação de mecanismos de deformação, ou seja, nos processos que conduzem a localização da deformação ao longo de extensas zonas, sobretudo no que concerne à Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL), são escassas ou limitadas ao estudo de trama do eixo-c de quartzo via técnica da platina universal (ex. Faleiros et al., 2016). Nesta pesquisa pretende-se caracterizar os aspectos microestruturais e os sistemas de deslizamento ativos, consequentemente, os mecanismos de deformação responsáveis pela acomodação da deformação ao longo da ZCL. Adicionalmente, pretende-se, via caracterização dos mecanismos de deformação, contribuir para um melhor entendimento sobre as condições de temperatura durante a deformação.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo geral

Caracterizar os mecanismos de deformação e investigar as condições de temperatura atuantes durante a instalação da ZCL e de zonas secundárias, estruturalmente correlatas.

1.4.2 Objetivos específicos

- Identificar os mecanismos de deformação responsáveis pela geração de microestruturas nas rochas deformadas ao longo da Zona de Cisalhamento Lancinha;
- Determinar como ocorre a acomodação da deformação ao longo de uma zona de cisalhamento extensa;
- Investigar a influência do contraste reológico entre diferentes fases minerais deformadas durante a instalação da ZCL no desenvolvimento de padrões de orientação cristalográfica preferencial (OCP);
- Investigar o papel da recristalização dinâmica na ativação dos sistemas de deslizamento ao longo da ZCL;
- Contribuir no entendimento do significado tectônico da ZCL.

Capítulo II

2 ESTADO DA ARTE

A partir de um levantamento bibliográfico de detalhe referente aos mecanismos de deformação ativados durante a acomodação da deformação em zonas de cisalhamento, e à sequência de eventos que deram origem à Zona de Cisalhamento Lancinha, este capítulo procura oferecer aos leitores uma visão geral do arcabouço tectônico e litológico desta zona de cisalhamento, localizada na porção sul do Cinturão Ribeira, e introduzi-los ao âmbito da deformação cristal-plástica, via técnica MEV-EBSD.

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL**2.1.1 A Província Mantiqueira e o Cinturão Ribeira**

A Província Mantiqueira (PM) é uma faixa alongada de direção NNE-SSW com largura média de 200 km que se estende ao longo da costa brasileira por mais de 3000 km desde a Bahia até o Uruguai (Heilbron & Machado, 2003; Silva et al., 2005). Sua origem é atribuída à colisão entre os crátons São Francisco e Congo, a partir do final do Neoproterozoico até o início do Paleozoico (635 - 540 Ma), durante a Orogenia Brasileira-Pan-africana, que também envolveu os crátons Kalahari, Rio de la Plata/Paranapanema e Luís Alves e resultou na amalgamação do Gondwana Oeste (Figura 1a) (Almeida et al., 2000; Silva et al., 2005; Alkmin et al., 2006; Passareli et al., 2011).

Constituem a PM os orógenos Araçuaí-Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel (Almeida, 2000). A Faixa Araçuaí (termo usado por Almeida, 1977) situada na porção norte da PM, a leste do cráton São Francisco (SF), possui direção N-S e constituiu uma região orogênica que engloba unidades alóctones em contato com a cobertura metassedimentar do cráton SF. O prolongamento da Faixa Araçuaí para sul, de direção NE-SW, é conhecido como Cinturão Ribeira (CR) (Cavalcante et al., 2013a).

Almeida et al., (1973) definiram o CR como um extenso cinturão de dobramentos de direção NNE. O CR foi formado a partir do fechamento do Oceano Adamastor, em um processo de escape tectônico lateral, como resultado da convergência entre os crátons Congo, São Francisco e Rio de La Plata, que amalgamou os terrenos Apiaí, Embú, Curitiba/Registro, Luis

Alves e Juiz de Fora, num processo que durou aproximadamente 60 Ma (Djama et al., 1992; Vicat & Pouclet, 1995; Egydio-Silva et al., 2002; Passarelli et al., 2011).

O padrão estrutural do Cinturão Ribeira é caracterizado por uma série de falhas/zonas de cisalhamento com orientação NE-SW e cinemática predominantemente dextral (Figura 2). A Zona de Cisalhamento Lancinha, de direção NE-SW, representa uma extensa zona de localização da deformação, que, juntamente com a Zona de Cisalhamento Cubatão, separa os terrenos Apiaí, a norte, e Curitiba, a sul (Faleiros et al., 2011, Passarelli et al., 2011).

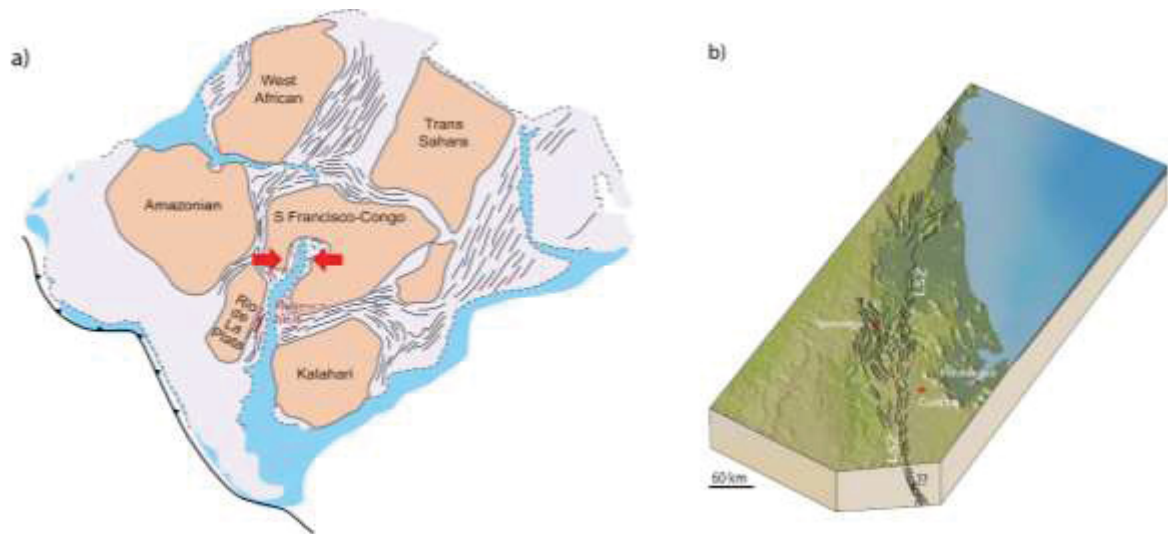


Figura 1 - a) Mapa do supercontinente Gondwana mostrando a posição dos núcleos cratônicos e dos cinturões orogênicos dentro da Província Mantiqueira; **b)** Bloco diagrama esquemático baseado em imagem de modelo digital de elevação (SRTM), mostrando o conjunto de zonas de cisalhamento anastomosadas onde a Zona de Cisalhamento Lancinha (LSZ) e zonas correlatas estão incluídas.

O conjunto de falhas transcorrentes de direção NE que ocorre ao longo da costa leste brasileira, chamado por Sadowski (1991) de Sistema de Falhamento Cubatão (SFC), ou Megafalha Cubatão, é formado pela junção entre os segmentos Lancinha, Cubatão, Além-Paraíba e Santo Antônio de Pádua (Campanha, 2002; Passarelli et al., 2011). É representado por um lineamento contínuo, que se estende por aproximadamente 2100 km, desde o sul do estado do Bahia, seguindo sob a Bacia do Paraná, até próximo à divisa com o Uruguai (Zalán, 1990; Sadowski, 1991; Passarelli et al., 2011). Ao longo do SFC encontram-se expostas rochas de diferentes níveis crustais, as quais apresentam metamorfismo de fácies granulito (seguimento Além-Paraíba-Pádua) no Estado do Rio de Janeiro, de fácies xisto verde alto a anfíbolito, no Estado de São Paulo, e de baixo grau (xisto verde inferior), na região considerada como provável zona de transição ductil-rúptil, entre os estados de SP e PR (Silva, 1981). Estudos de anisotropia sísmica sugerem que esse sistema de cisalhamento se prolonga até o

manto superior, configurando uma estrutura de escala litosférica, que durante sua formação pode ter constituído um limite de placas (James & Assumpção, 1996; Campanha, 2002).

Na extremidade sul do SFC localiza-se a Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL), que, juntamente com uma série de falhas associadas (Ribeira, Morro Agudo, Figueira, Agudos Grandes, Itapirapuã) caracteriza um feixe anastomosado de zonas de cisalhamento predominantemente destrais, com lentes sigmoidais de cisalhamento, que teriam atuado como áreas de dispersão de estresse. Existem, contudo, evidências de movimentações ou fases sinistrais, e mesmo o predomínio desta última nos terrenos a sul da ZLC (Fiori, 1985; Faleiros, 2008).

2.1.2 A Zona de Cisalhamento Lancinha

O termo “Falha da Lancinha” foi mencionado pela primeira vez por Fuck et al. (1971) mas a estrutura foi primeiramente identificada nos anos 40 por Maak (1947), o qual a definiu como “antiga falha com brechas associadas de rumo N40E” (Fiori, 1985; Fassbinder, 1990). Ao longo desta zona de cisalhamento ocorrem rochas supracrustais metassedimentares (Grupo Açungui), raramente milonitos, recortados por grandes lineamentos de aspecto anastomosado (Fiori 1985; Passareli, 2011; Siga Jr., 2011a). A cinemática, predominantemente destal, é atribuída a um sistema de compressão horizontal (relacionado a colisão continental), que colocou granulitos formados a cerca de 40km de profundidade e rochas metamórficas de baixa profundidade, formadas entre 10 a 20km, no mesmo nível (Sadowski, 1991). Para Fassbinder (1994) e Fiori (1985), uma reativação sob condições dúctil-rúptil foi responsável por gerar estruturas de cinemática sinistral na ZLC.

A Zona de Cisalhamento Lancinha compreende quatro domínios tectônicos, ou terrenos, limitados por falhas transcorrentes: Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá (Figura 2) (Faleiros, 2008).

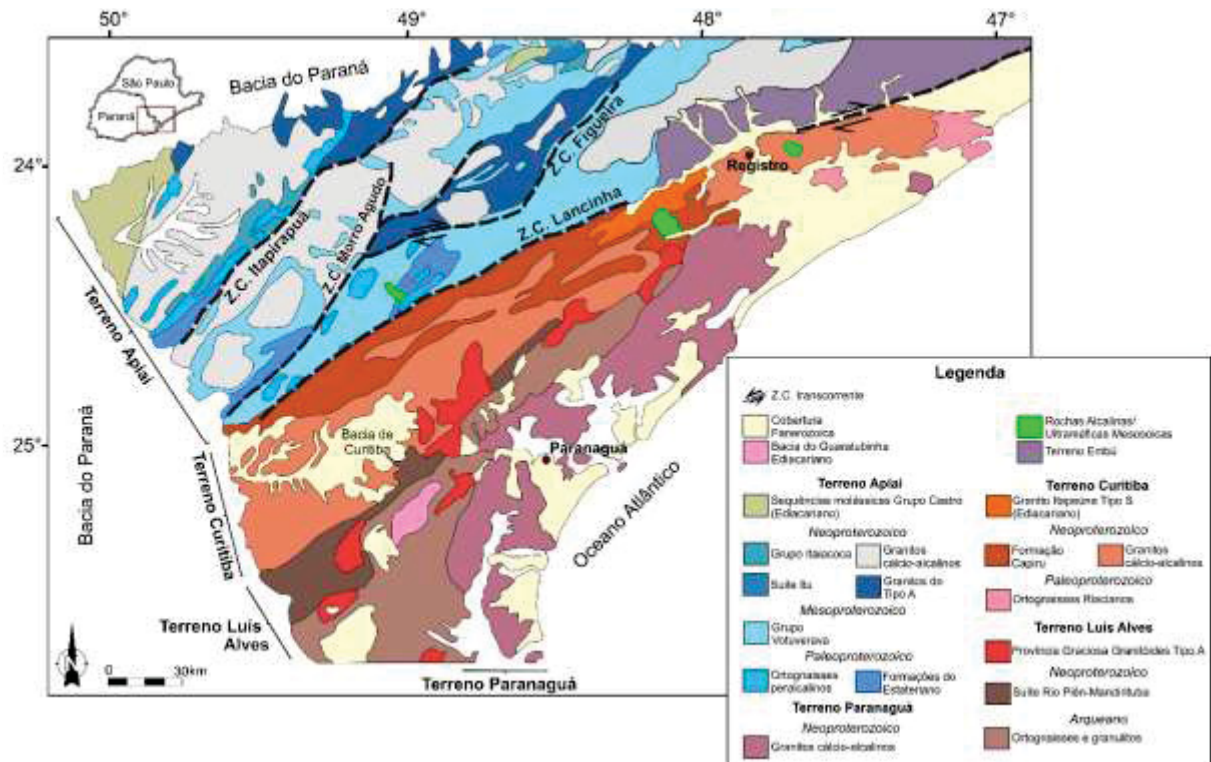


Figura 2 - Mapa geológico simplificado da região da ZCL mostrando a compartimentação tectônica regional (Adaptado de Faleiros, 2008).

O Terreno Apiaí localiza-se ao norte da ZCL e é constituído por rochas metassedimentares (fácies xisto verde a anfibolito) do Supergrupo Açungui, com idades Meso a Neoproterozoicas (Heilbron & Machado, 2003; Campanha, 2010). Neste terreno ocorrem também núcleos de rochas gnáissicas e granito-gnáissicas, alongadas segundo a direção NE-SW, representativas do embasamento (Núcleos Betara e Tigre) (Cury, 2002).

O Terreno Curitiba é limitado a norte pela ZCL e ao sul pela Zona de Cisalhamento Serra do Azeite, que o separa do terreno Luís Alves (Faleiros, 2012). Compreende unidades metassedimentares das formações Capiru e Turvo-Cajati (fácies xisto verde a anfibolito e anfibolito inferior a superior), embasamento gnáissico de fácies anfibolito superior a granulito (Completo Atuba), e granitóides de idade Brasiliana da Suíte Piên (Faleiros, 2008; Faleiros, 2012).

O Terreno Luís Alves, uma área cratônica, é limitado ao sul pelo Cinturão Dom Feliciano, (Siga Jr., 1995; Campanha, 2002; Faleiros, 2008), é composto predominantemente por gnaisses-granulitos (Complexo Serra Negra) com idades entre o Arqueano (2720-2580 Ma) e o Paleoproterozoico (2250-1850 Ma). De acordo com Siga Jr. (1993) este terreno permaneceu estável durante o Ciclo Brasiliano.

Esses três terrenos são cortados por intrusões graníticas sin e pós-colisionais, representadas pelo Batólito Três Córregos, Granito Alto Turvo e Itaoca (Faleiros, 2012). O Gabro Apiaí possui idade de 877 ± 8 Ma (Campanha et al., 2016). Ocorrem ainda diques básicos caracterizados como corpos tabulares sub verticais com orientações dominantes NW e NE, representantes do magmatismo Mesozoico, que são relacionadas ao arco de Ponta Grossa (Renne et al., 1996, Faleiros, 2013).

Os Grupos Lajeado e Votuverava estão inseridos no Supergrupo Açungui, juntamente com a Sequência Serra das Andorinhas. O Grupo Votuverava é constituído essencialmente por uma sequência de rochas vulcanossedimentares na forma de lentes concordantes com a encaixante metassedimentar (Faleiros, 2013). O Grupo Lajeado é definido por metapelitos com estruturas sedimentares preservadas, metamorfizados em fácies xisto-verde inferior (Faleiros, 2012). Já a Formação Iporanga é constituída majoritariamente de filitos e ardósias de baixo grau (Faleiros, 2012). A Sequência Serra das Andorinhas representa uma associação de rochas de origem clástico-terrágena, semelhante aos micaxistos do Grupo Votuverava. De modo geral, as rochas apresentam xistosidade bem desenvolvida, alternando lentes ricas em quartzo ou ricas em micas. Por vezes ocorrem xistos carbonáticos em meio à unidade de metapelitos, e mármore dolomíticos (Faleiros, 2013).

A Formação Capiru inclui metapelitos, mármore e micaxistos. Os metapelitos são predominantemente ardósias e filitos com bandamento sedimentar preservado, variando de coloração roxa, ocre e marrom. O mármore calcarenítico intercala camadas sedimentares cinza-claras e brancas enquanto que os micaxistos se encontram geralmente deformados (Faleiros, 2012).

2.2 MÉTODOS

O desenvolvimento da pesquisa seguiu a ordem de atividades apresentada no fluxograma a seguir (Figura 3). Detalhes sobre cada uma das etapas são apresentados em seguida.

A confecção do mapa pré-campo utilizou como base as folhas Apiaí, Eldorado Paulista e Cerro Azul, todas em escala 1:100.000, e trabalhos de Faleiros et al., (2003, 2008, 2010 e 2011), Cury et al. (2002) e Siga Jr. et al., (2011a e 2011b).

2.2.2 Trabalho de campo

Ao longo de sete dias de trabalho de campo foram realizados 4 perfis perpendiculares à ZCL (1- Rio Branco do Sul; 2- Tunas - Bocaiúva do Sul; 3- Iporanga - Barra do Turvo e 4- Iporanga - Itapeúna) (Figura 4), e às zonas de cisalhamento correlatas. Um total de 66 pontos de afloramento foram visitados, e 30 amostras orientadas coletadas, das quais foram feitas 17 sessões polidas. O objetivo da coleta de amostras em perfis transversais é avaliar a progressão da deformação a partir de regiões menos deformadas (distantes dos principais ramos de cisalhamento) para regiões mais deformadas (próximas dos principais ramos de cisalhamento).



Figura 4 – Mapa geológico da área de estudo sobreposta à imagem SRTM com a localização dos pontos de campo (Adaptado de Faleiros, 2008).

A coleta de dados de campo concentrou-se em medidas de atitudes de elementos de trama planares e lineares, juntamente com a confecção de croquis de detalhe. Foi realizada utilizando os aplicativos GIS Kit da Garafa© (<http://garafa.com/wordpress/all-apps/gis-pro>) para iPads, e o Fieldmove Clino da Midland Valley Exploration© (<http://www.mve.com/digital-mapping>), para mapeamento digital em iPad, iPhones e smartphones. Os dados adquiridos foram exportados em formato .kmz e .xlsl para pós-processamento em ambiente SIG.

Tratamento adicional de imagens, fotos e croquis, e confecção de blocos diagramas foram realizados utilizando os softwares GeoMapApp e Adobe Illustrator, e o aplicativo Adobe Draw.

2.2.3 Preparação das seções delgadas e polidas

2.2.3.1 Corte

As amostras escolhidas para laminação foram cortadas em função de seus elementos de trama (foliação e lineação), preferencialmente perpendicular ao plano da foliação e paralelo à lineação (plano XZ do elipsoide de deformação) (Figura 5).

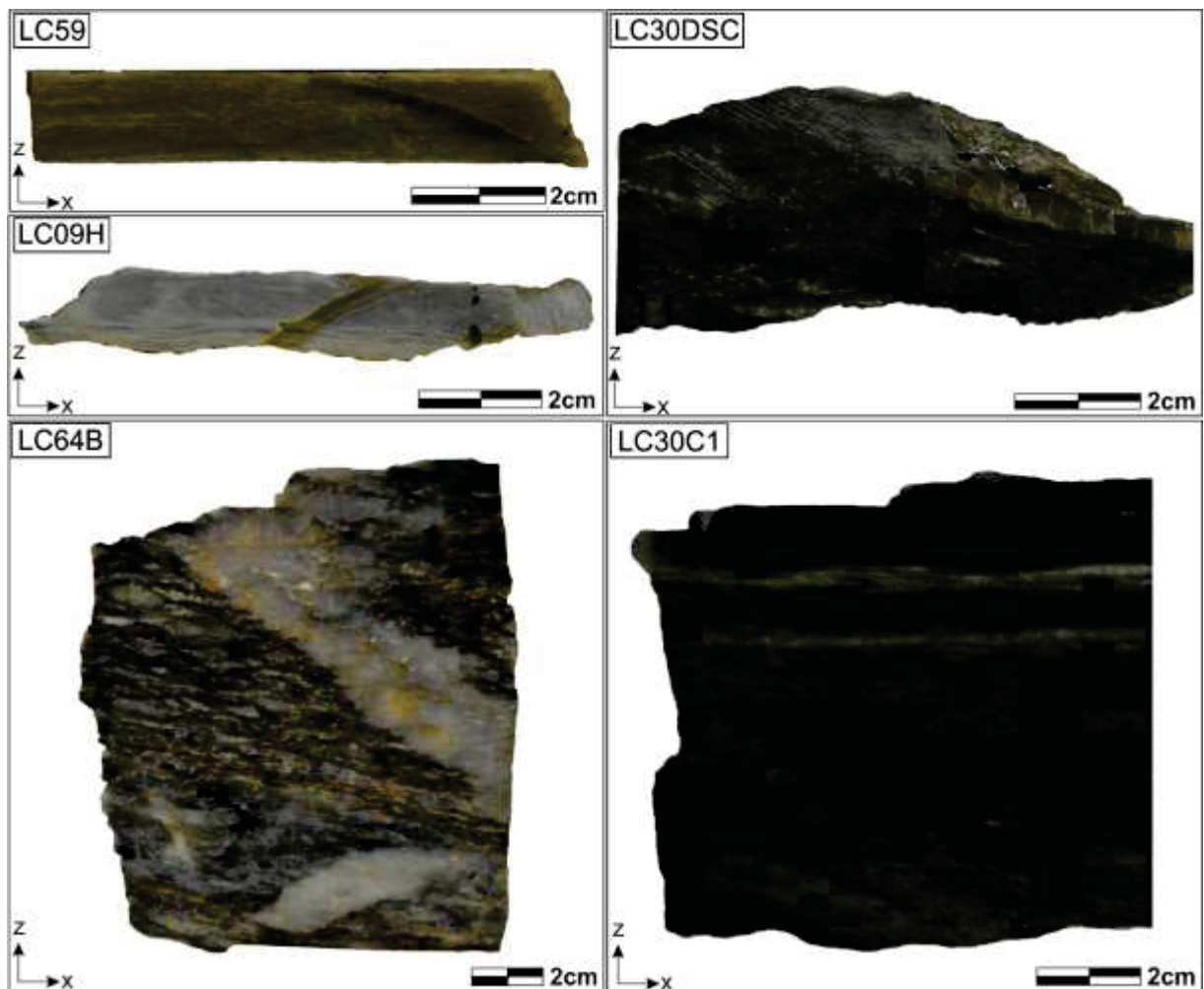


Figura 5 – Amostras selecionadas para confecção de seções polidas, cortadas no plano XZ do elipsoide de deformação.

O plano XZ é escolhido por representar o plano onde se pode avaliar os indicadores cinemáticos, ou seja, onde é possível determinar o sentido do cisalhamento (se dextral ou sinistral), a partir de estruturas assimétricas (Figura 6 a e b).

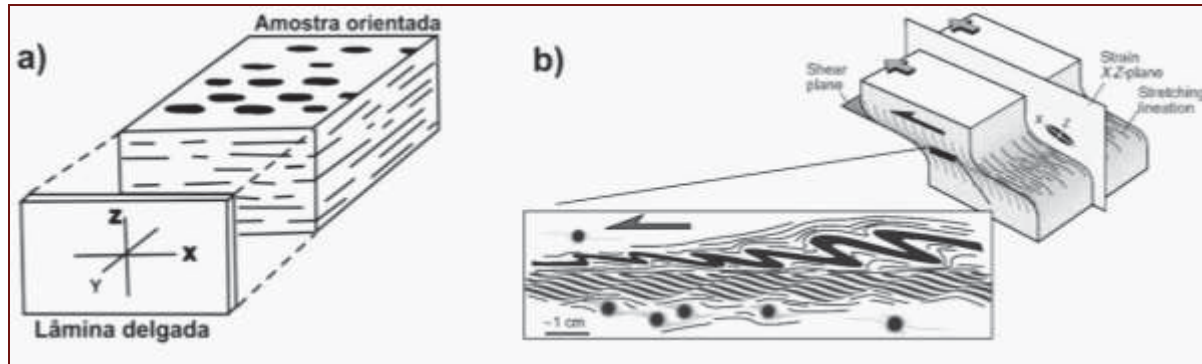


Figura 6 - a) Exemplo de corte na amostra orientada (plano XZ) para medidas de OCP no MEV-EBSD (Bascou, 2002) e; **b)** bloco diagrama esquemático ilustrando a seção de observação para determinação do sentido do cisalhamento (Fossen, 2016).

2.2.3.2 Polimento

A preparação das amostras seguiu a metodologia utilizada por Morales (2006) para rochas, com algumas adaptações de acordo com o laboratório utilizado e a necessidade de cada amostra.

Após o corte e colagem da amostra na placa de vidro, a amostra foi cuidadosamente polida a fim de eliminar qualquer irregularidade que possa interferir na difração de elétrons. Para isto utilizou-se o procedimento abaixo:

- 1) Polimento mecânico em disco de ferro com carbetto de silício (*grit* 230) até que a camada do material alterada pelo corte tivesse sido completamente removida;
- 2) Em seguida a amostra foi lavada em água corrente e seguiu para o polimento mecânico em disco metálico, utilizando carbetto de silício mais fino (*grit* 1000), até que os arranhões da etapa de polimento anterior tivessem sido totalmente removidos;
- 3) Lavagem em água corrente. Entre 5 e 10 min de polimento mecânico em pasta de diamante de 6 μ m em pano sintético.
- 4) Lavagem da amostra. Observação da qualidade do polimento em microscópio óptico de luz transmitida para verificar a ausência de arranhões;
- 5) Repetição das etapas 3 e 4 utilizando-se pastas de diamante de 3 μ m e 1 μ m. Nesta etapa a amostra foi polida por um mínimo de 30m; amostras de rochas mais resistentes foram polidas por até 1h. É importante verificar a amostra a cada 15 minutos para evitar que ela seja consumida;
- 6) Coloca-se a amostra para secar;
- 7) Polimento mecânico-químico utilizando solução alcalina abrasiva de sílica coloidal em politriz de baixa rotação até que a superfície da amostra estivesse livre de danos. Estimou-

se que entre 2h e 18h de polimento são necessárias neste estágio para amostras ricas em quartzo, feldspato e mica.

As amostras devem ser manuseadas e armazenadas com atenção para que não haja contaminação no polimento final que venha a causar problemas durante as análises.

2.2.4 Análises no microscópio óptico e no MEV-EBSD

As lâminas foram analisadas em microscópio óptico para descrição de microestruturas, texturas, associações de minerais, registro fotográfico e seleção de áreas para análise no MEV-EBSD.

Observações texturais foram feitas nos microscópios ópticos, modelo Zeiss Axio Imager A2m (Figura 7a) e modelos Olympus BX60F-3 e Leica DM2500P, disponíveis no LAMIR (Laboratório de Minerais e Rochas) e no LAPEM (Laboratório de Pesquisa em Microscopia) da UFPR.

Medidas de orientação cristalográfica preferencial (OCP) foram realizadas na Universidade Federal do Paraná, que conta com dois microscópios eletrônicos de varredura (MEV), um no Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da marca FEI, modelo FEG Quanta 450, equipado com um EBSD, EDS e WDS, e outro, do tipo FEG, modelo Mira3 LM, da marca TESCAN, *Oxford Instruments*© (Figura 7b), disponível no Instituto Lactec.

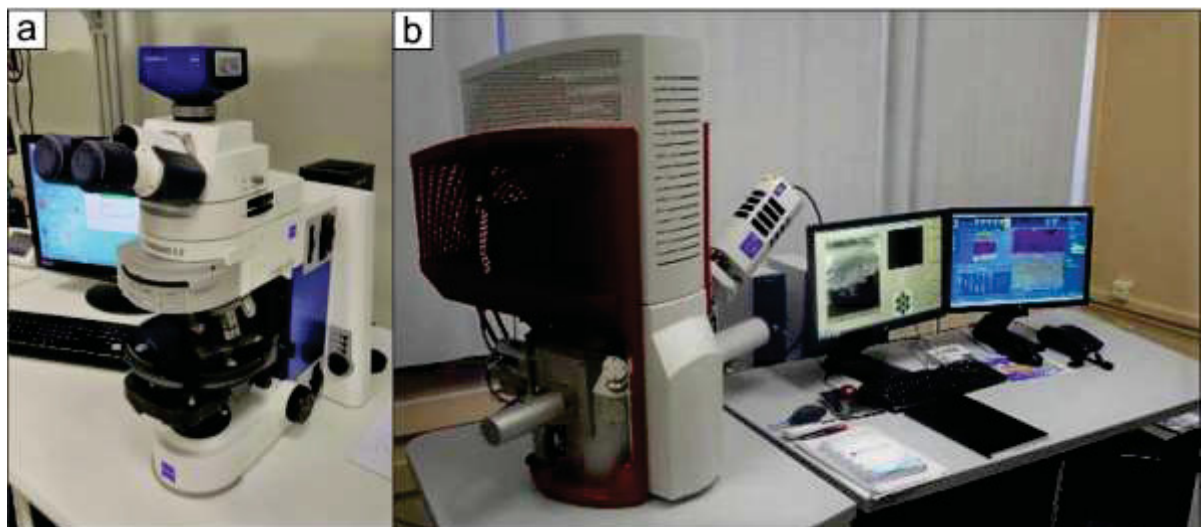


Figura 7 - a) Microscópio óptico Zeiss utilizado na captura de fotomicrografias; **b)** Microscópio eletrônico de varredura e detector EBSD da *Oxford Instruments*©, disponíveis nos laboratórios LAMIR e LACTEC, respectivamente, na Universidade Federal do Paraná.

2.2.5 A técnica de EBSD e a medida das OCP's

Para a obtenção rápida de medidas de OCP utiliza-se atualmente a técnica MEV-EBSD (Microscópio Eletrônico de Varredura - *Electron Backscattered Diffraction*, ou difração de elétrons retroespalhados), na qual um detector de EBSD é acoplado ao MEV (p.ex., Morales et al., 2007).

Durante a análise EBSD uma lâmina cuidadosamente polida (conforme descrito no tópico 4.3.2.) é colocada no MEV com uma inclinação de 70° a partir da horizontal. A amostra é bombardeada por um feixe de elétrons (Figura 8) que ao interagir com o sólido da amostra é refratado ao longo dos planos cristalinos. A interação entre planos de difração forma as bandas de Kikuchi e os padrões de difração (EBSP) (Bascou, 2002; Morales et al., 2007).

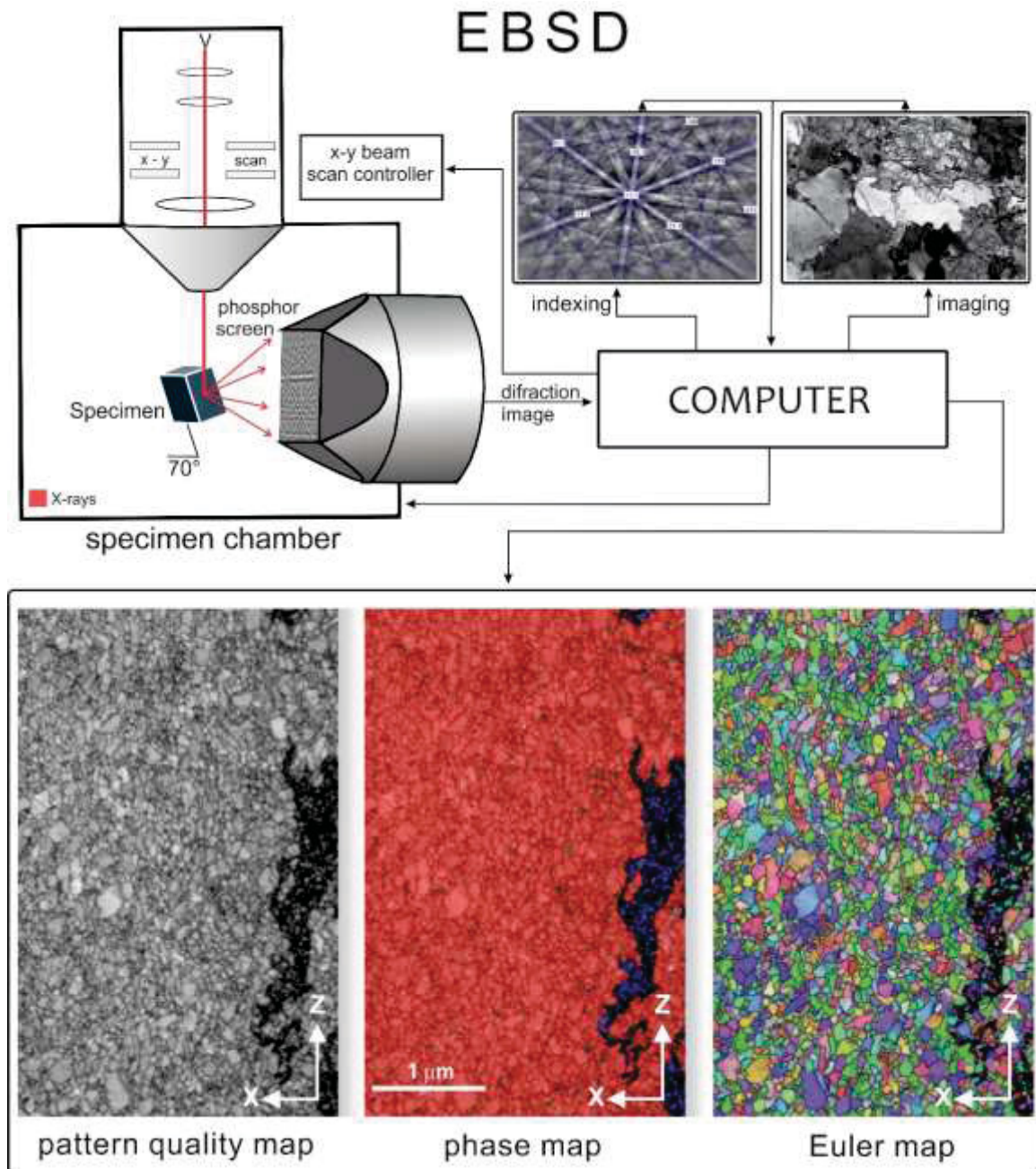


Figura 8 - Funcionamento do MEV para aquisição de dados de OCP via técnica EBSD.

As intersecções formadas entre essas bandas representam direções cristalográficas. No exterior do MEV uma câmera de vídeo de alta resolução captura a imagem de difração (Bascou, 2002). As bandas de Kikuchi contêm as informações cristalográficas do ponto analisado, e a partir da indexação dessas bandas são gerados mapas de OCP (Bascou, 2002; Morales et al., 2007).

Durante as análises padrões de operação, como a tensão de aceleração igual a 20 keV e a intensidade da corrente em 30 μA (Bascou, 2002), são estabelecidos visando melhorar a qualidade das imagens obtidas. É importante assegurar que a tensão de aceleração não

ultrapasse os 20 keV, caso contrário os feixes atingem alto poder de penetração na amostra e aumentam o nível de ruído na imagem final (Bascou, 2002; Morales et al., 2007).

2.2.6 Tratamento, integração e interpretação de dados

A análise quantitativa textural foi realizada em ambiente MATLAB usando o software MTEX 4.2.16 para geração de mapas de fase, mapas de orientação, figuras de polo e figuras de polo inversa, histogramas de desorientação (*misorientation angle histogram*) e de distribuição de tamanhos de grão.

2.2.6.1 Mapas de fase

O EBSD reconhece as diferentes fases cristalográficas e o EDS identifica a composição química de cada uma delas. Além disso, o padrão das bandas de Kikuchi geradas quando os elétrons interagem com a superfície do cristal carregam o dado EBSP (*electron back scattered pattern*), que contém informações sobre o cristal que o gerou. Analisando este padrão é possível obter informação não apenas sobre a orientação cristalográfica, mas distinguir entre diferentes estruturas, e consequentemente, fases minerais (Sitzman & Maitland, 2007).

A distribuição das fases é representada em um mapa (Figura 9). Esse mapa é uma importante ferramenta na representação espacial de minerais e na determinação de precipitados.

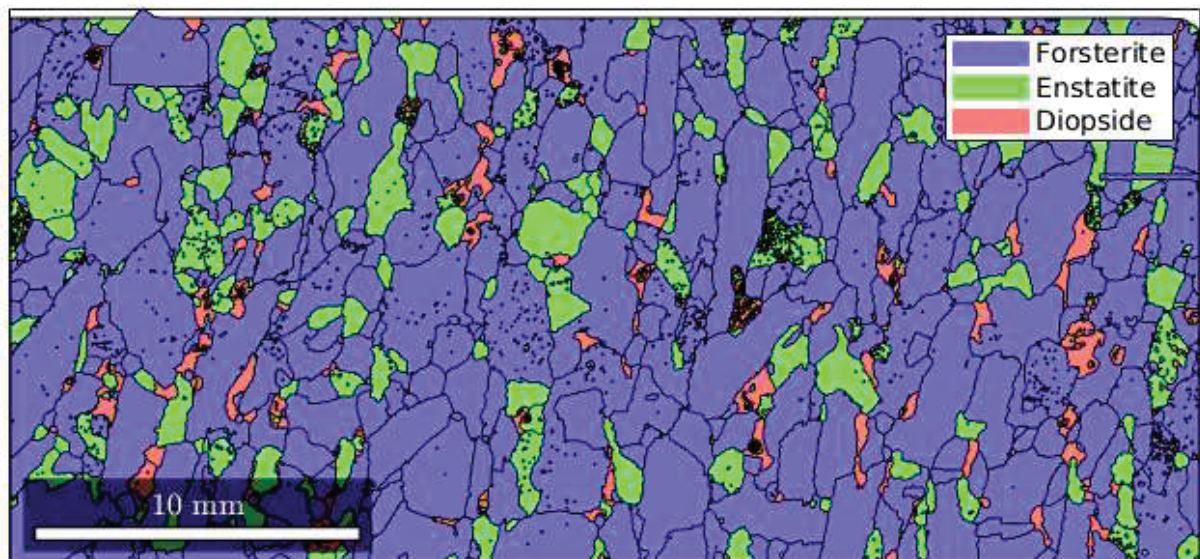


Figura 9 – Exemplo de mapa de fases gerado no Mtex. Fonte: http://mtex-toolbox.github.io/files/doc/GrainSpatialPlots_01.png

2.2.6.2 Mapas de orientação

Dados de orientação cristalográfica de cada cristal, coletados pelo EBSD e usados na identificação de texturas, são representados em mapas (Figura 10), ou uma série de figuras de polo e de polo inversa, de orientação em função dos ângulos de Euler, cuja cor é resultado da orientação medida e do ângulo de visão selecionado (Sitzman, & Maitland, 2007).

Os mapas de orientação, também referidos como mapas de Euler, usam um esquema de cores RGB e são úteis na extração de informações sobre a distribuição espacial de texturas.

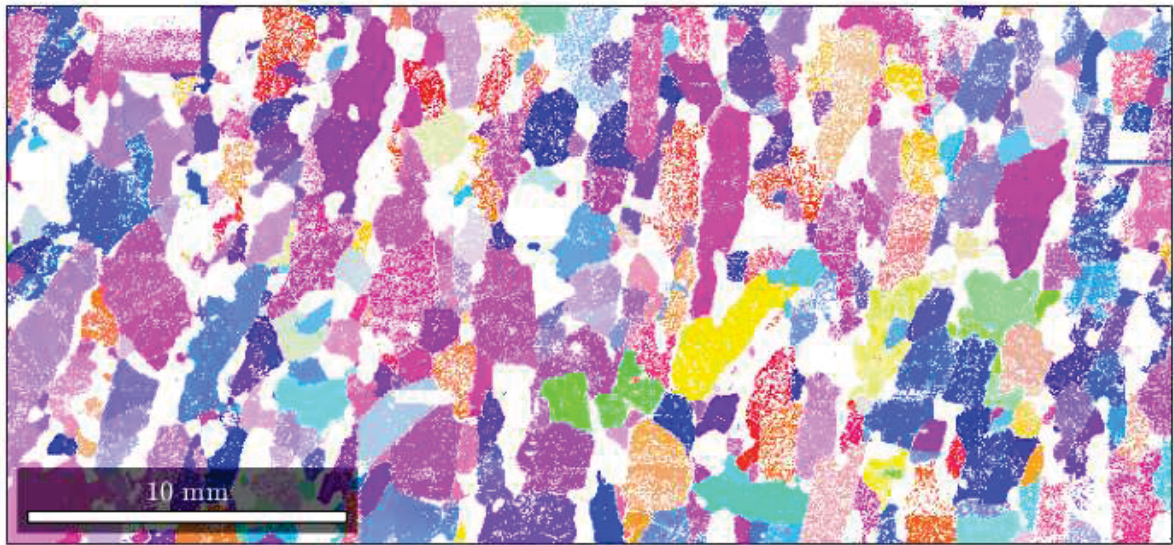


Figura 10 – Exemplo de mapa de orientação ou de Euler para os cristais de forsterita da figura 8. Fonte: http://mtex-toolbox.github.io/files/doc/ColorCodingEBSD_demo_13.png.

2.2.6.3 Função de distribuição de orientação, figuras de polo e figuras de polo inversa

Uma figura de polo é uma forma utilizada para se representar textura cristalográfica e informações tridimensionais em apenas duas dimensões. Para isso, usa-se uma projeção estereográfica de igual área e define-se um sistema de referência, geralmente o plano XZ da amostra. Neste caso a lineação é paralela ao eixo X (E-W na projeção estereográfica), e o polo da foliação é paralelo ao eixo Z, (N-S da projeção estereográfica) (Figura 11 a).

As figuras de polo podem ser plotadas como pontos, onde cada ponto corresponde à uma direção cristalográfica, e também podem ser representadas como diagramas de contorno em níveis de distribuição uniforme. Para dados de EBSD pontos são plotados na figura de polo e a orientação individual de cristais analisados, quando plotados em conjunto, revelam a textura da amostra (Figura 11 b) (Mainprice, 2012).

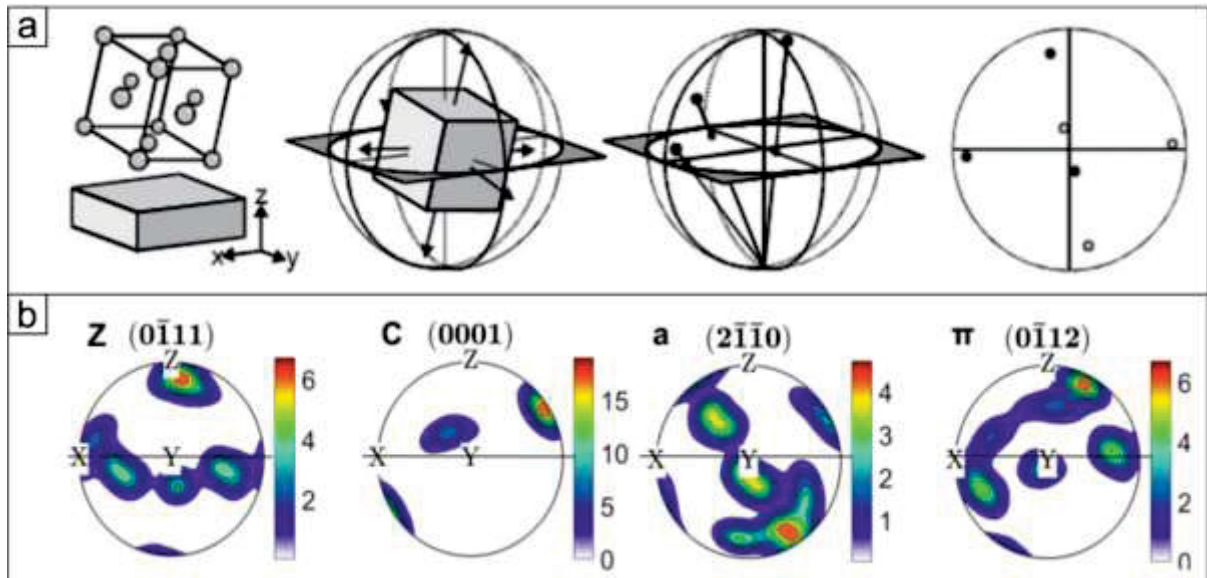


Figura 11 – a) Pontos na figura de polo em função do arcabouço da rocha e; b) figura de polo representando a OCP.

Em uma figura de polo inversa (IPF) (Figura 12) os eixos da projeção estereográfica são plotados em função das direções cristalinhas, baseadas no grupo de Laue, por isso a simetria do cristal é que determinará a forma da figura (Mainprice, 2012).

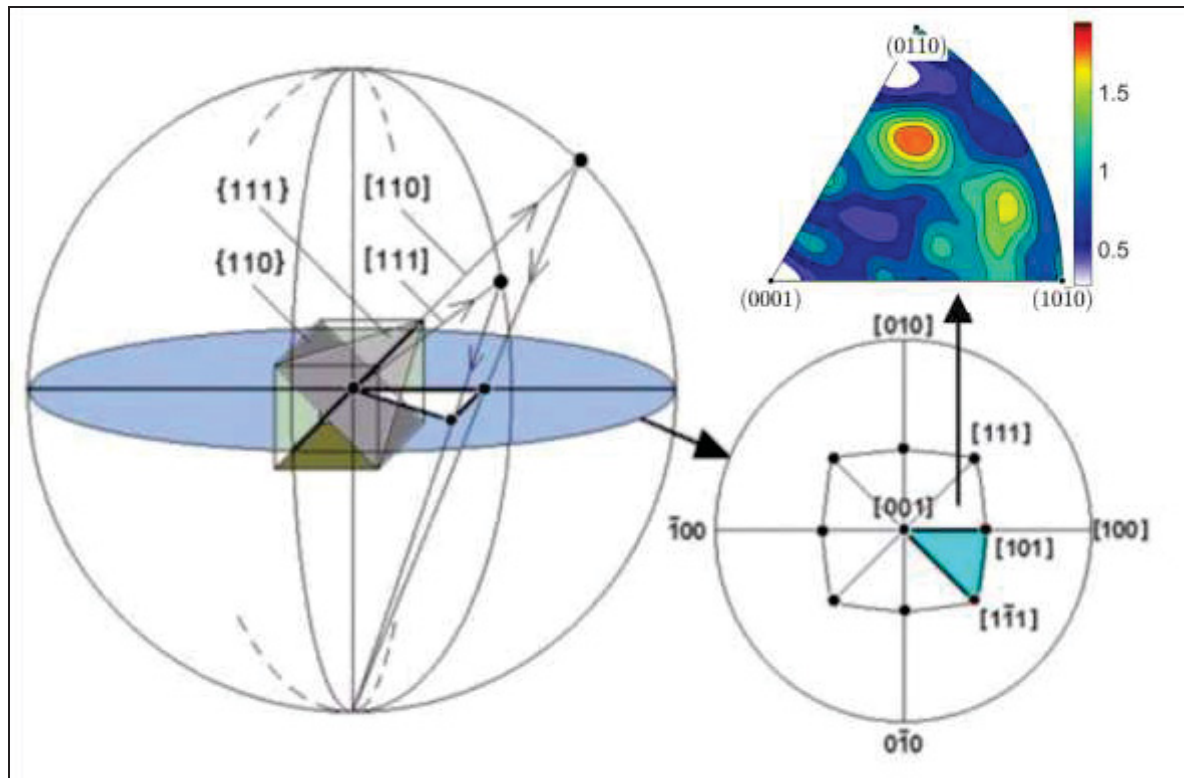


Figura 12 – O processo de formação e representação de uma IPF.

A função de distribuição da orientação $f(g)$ (ODF) é definida como a fração de volume de orientações com uma orientação entre o intervalo g e $g + dg$ em um espaço contendo todas as possíveis orientações. A ODF é dada pela equação $\Delta v/v = \int f(g) dg$ (Bunge, 1985).

Por ser uma combinação do sistema de coordenadas da amostra e do cristal no espaço de Euler, a ODF é a representação mais completa das CPO's e por isso deve ser sempre calculada antes das figuras de polo. A ODF é quantificada a partir do J -índice, em que $J=1$ significa distribuição aleatória. Quanto mais orientada a amostra maior será o valor de J (Satsukawa et al., 2013).

2.2.6.4 Histogramas de desorientação (misorientation)

Em uma rocha, dois grãos de uma mesma fase apresentam uma relação geométrica entre si e, normalmente, a rede cristalina apresenta rotação entre um cristal e outro. A este ângulo de rotação entre dois grãos é dado o nome de ângulo de desorientação, ou *misorientation angle* (Wheeler, 2001). Por convenção, este ângulo sempre será positivo e nunca maior que 180° .

Misorientation angles são normalmente representados em IPF para destacar qualquer possível relação de eixos de *misorientation* com direções cristalográficas, ou na forma de histogramas (Figura 13).

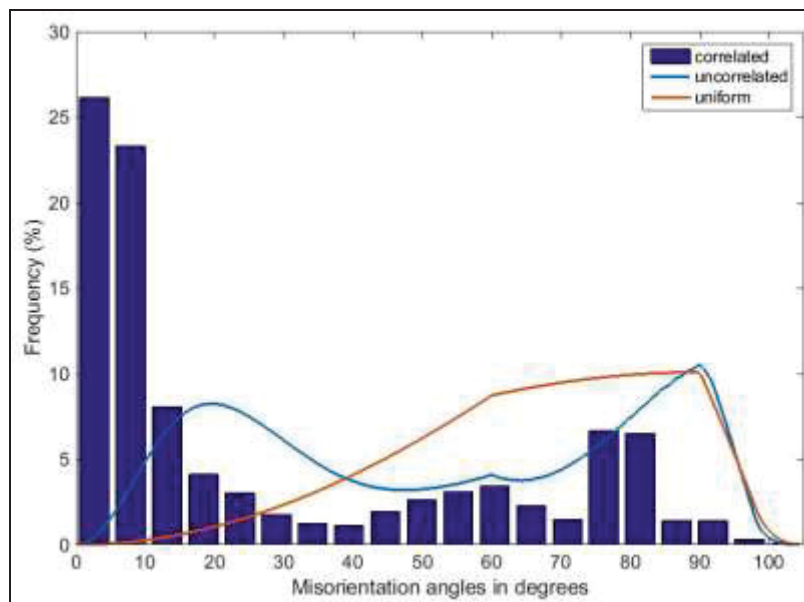


Figura 13 – Exemplo de Histograma de ângulos de desorientação (*misorientation angle distribution*) para a amostra LC64B deste trabalho.

3 RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os principais resultados obtidos no trabalho de dissertação, que inclui os aspectos texturais, mineralógicos e de microtrama observados nas rochas da ZCL e adjacências. O capítulo é baseado em dois artigos, também apresentados aqui; o primeiro sobre dados de CPO e mecanismos de deformação, e o segundo sobre a utilização de dispositivos móveis na aquisição de dados estruturais e litológicos.

3.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

Os trabalho de campo foi realizado entre os dias 11 e 17 de julho de 2016. Quatro perfis perpendiculares à ZCL e a à ZCR foram realizados: (1) Rio Branco do Sul; (2) Tunas - Bocaiúva do Sul; (3) Iporanga - Barra do Turvo e (4) Iporanga – Itapeúna. Um total de 66 pontos foram visitados, 30 amostras orientadas coletadas, das quais 17 lâminas polidas foram confeccionadas.

A maioria dos afloramentos consiste em cortes de estrada e pedreiras ativas ou abandonadas e, com exceção das pedreiras em atividade, os afloramentos encontram-se com alto grau de intemperização. O mapeamento de campo ao longo desses perfis evidencia a predominância de rochas (1) metassedimentares; (2) xistos; (3) carbonáticas e; (4) metabásicas.

A coleta de dados de campo concentrou-se em medidas de atitudes de elementos de tramas planares e lineares e respectivos indicadores cinemáticos, predominantemente dúcteis, e subordinadamente rúpteis. Os dados de litologia, textura, mineralogia, estruturas, microtexturas e mecanismos de deformação encontram-se descritos em detalhe nos tópicos a seguir.

3.1.1 Feições macroscópicas

Em campo a ZCL caracteriza-se por uma estreita faixa de rochas cisalhadas, de aproximadamente 200 metros de espessura, que associada com outras zonas de cisalhamento, como a ZC Ribeira, a ZC Morro Agudo e a ZC Figueira, constituem um sistema de zonas de cisalhamento anastomosado (Figura 14).

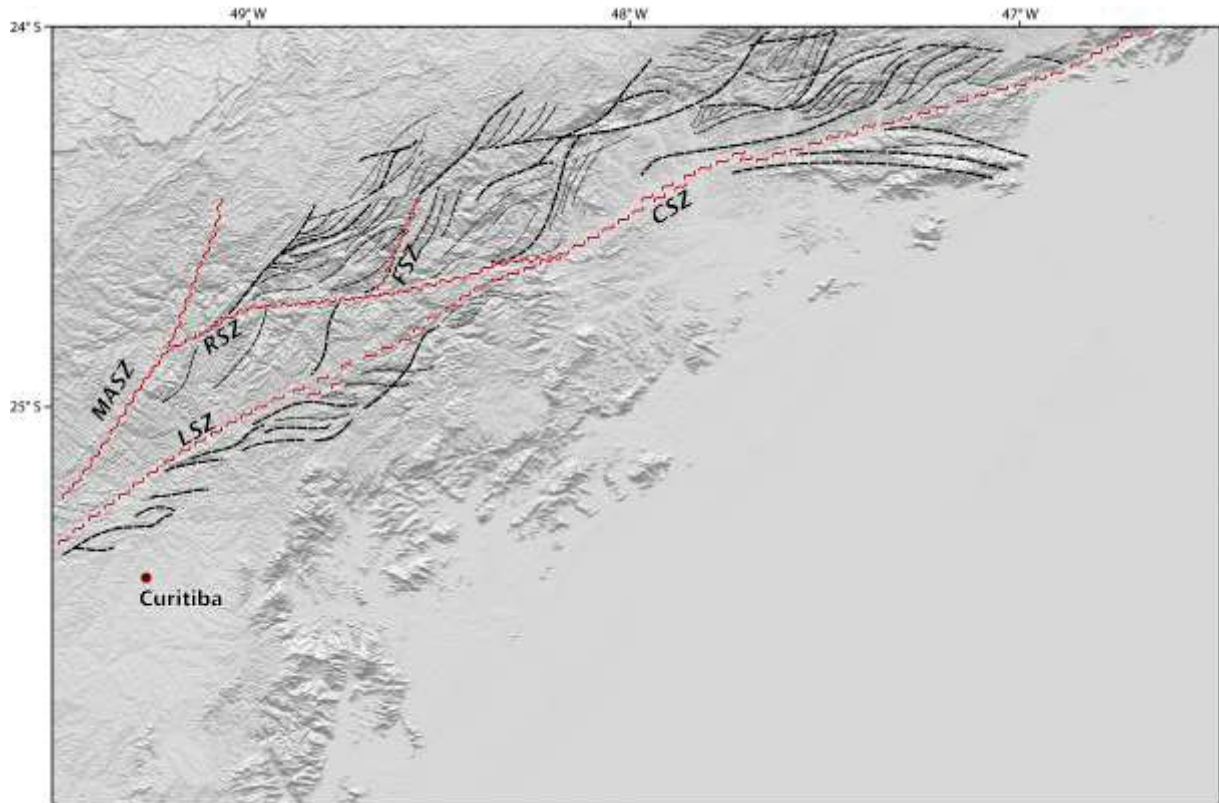


Figura 14 – Imagem de relevo sombreado (INPE) da região da ZCL e desenho esquemático evidenciando o padrão de disposição anastomosado das zonas de cisalhamento da região.

As principais rochas reconhecidas na área estudada definem dois conjuntos litológicos, o primeiro é marcado por rochas metassedimentares, metassiltitos e filitos associados à Formação Iporanga e aos Grupos Lajeado e Votuverava (Faleiros, 2012; Faleiros, 2013). O segundo conjunto é constituído por quartzitos e xistos, com metamorfismo variando de fácies xisto verde a fácies anfibolito, relacionados ao Grupo Votuverava e à Sequência Serra das Andorinhas. Subordinadamente encontram-se rochas carbonáticas, associadas à Formação Capiru e à Sequência Serra das Andorinhas. Adicionalmente, ocorrem rochas intrusivas tais como diques de diabásio, de idade mesozoica pertencentes ao Arco de Ponta Grossa (Renne et al., 1996, Faleiros, 2012; Faleiros, 2013).

De modo geral as rochas apresentam foliação vertical a sub vertical, num padrão anastomosado, com orientação variando de NE a E-W. Os metassiltitos e filitos que caracterizam as rochas do perfil 1 (Rio Branco do Sul) apresentam coloração predominantemente marrom avermelhado e arroxeada (Figura 15 a), acamamento sedimentar intercalando lentes argilosas e lentes quartzosas preservadas em orientação N-S com mergulhos variando de 50° a 70° (Figura 15 b). Os filitos de coloração marrom avermelhada apresentam clivagem ardósiana com direção E-W, dobras (Figura 15 c) harmônicas apertadas (2cm) e intercalações de bandas filossilicáticas com veios de quartzo.

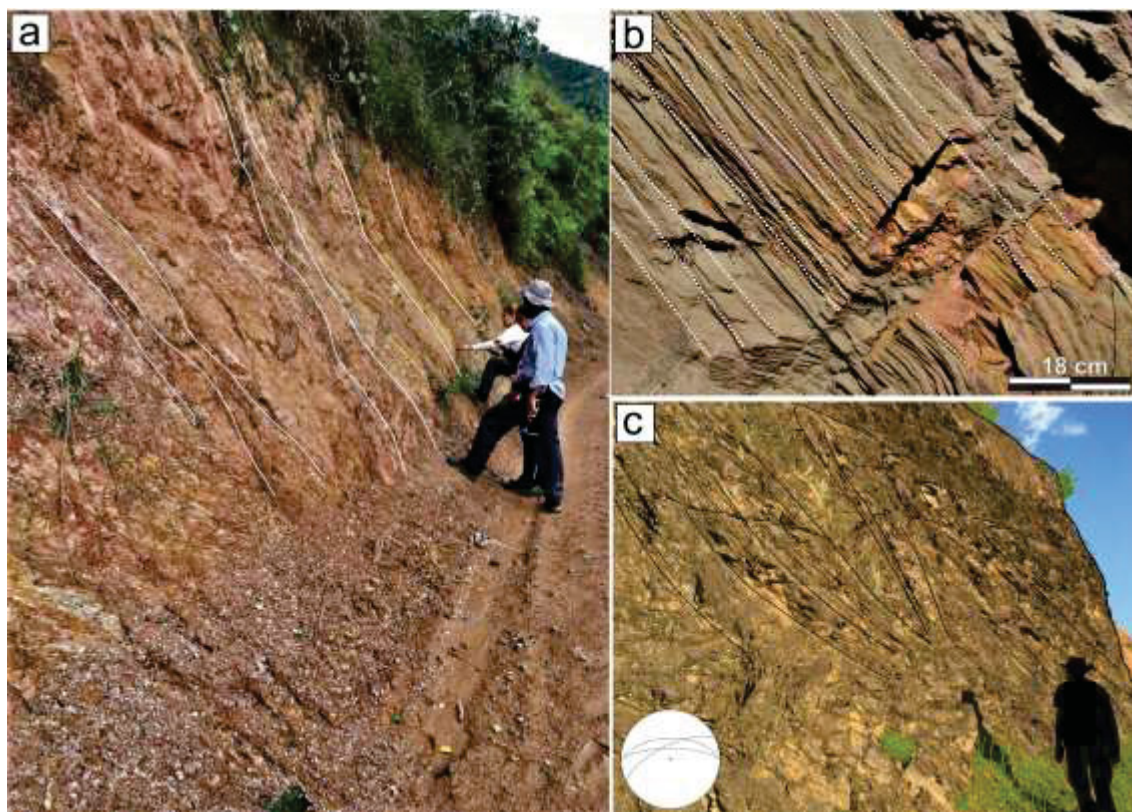


Figura 15 - a) Filito com clivagem ardósiana contínua sub vertical; **b)** Siltito com clivagem ardósiana com direção 340az; **c)** Filito intercalado com veios de quartzo exibindo dobra sinforme com eixo E-W.

Os xistos ocorrem com maior frequência no segundo perfil, próximo à cidade de Tunas (Figura 4). São de coloração cinza claro e marrom avermelhado e possuem foliação em padrão S-C, definida por níveis de filossilicatos (Figura 16 a). Dobras monoclinais ocorrem frequentemente, assim como estrias de falha, clivagem de crenulação (Figura 16 b e c) e lineação de intersecção entre diferentes planos de clivagem. Nas porções mais ricas em quartzo são encontradas lineações de estiramento mineral definidas por grãos de quartzo (Figura 16 d).

Os quartzitos exibem pequenas camadas ricas em filossilicatos, foliação paralela contínua de alto ângulo, com orientação NE-SW, e lineação de estiramento mineral definida por grãos de quartzo (Figura 16 e). Ainda no perfil próximo a Tunas, afloram rochas granitoides com foliação milonítica sub vertical NE-SW (Figura 16 f e g).

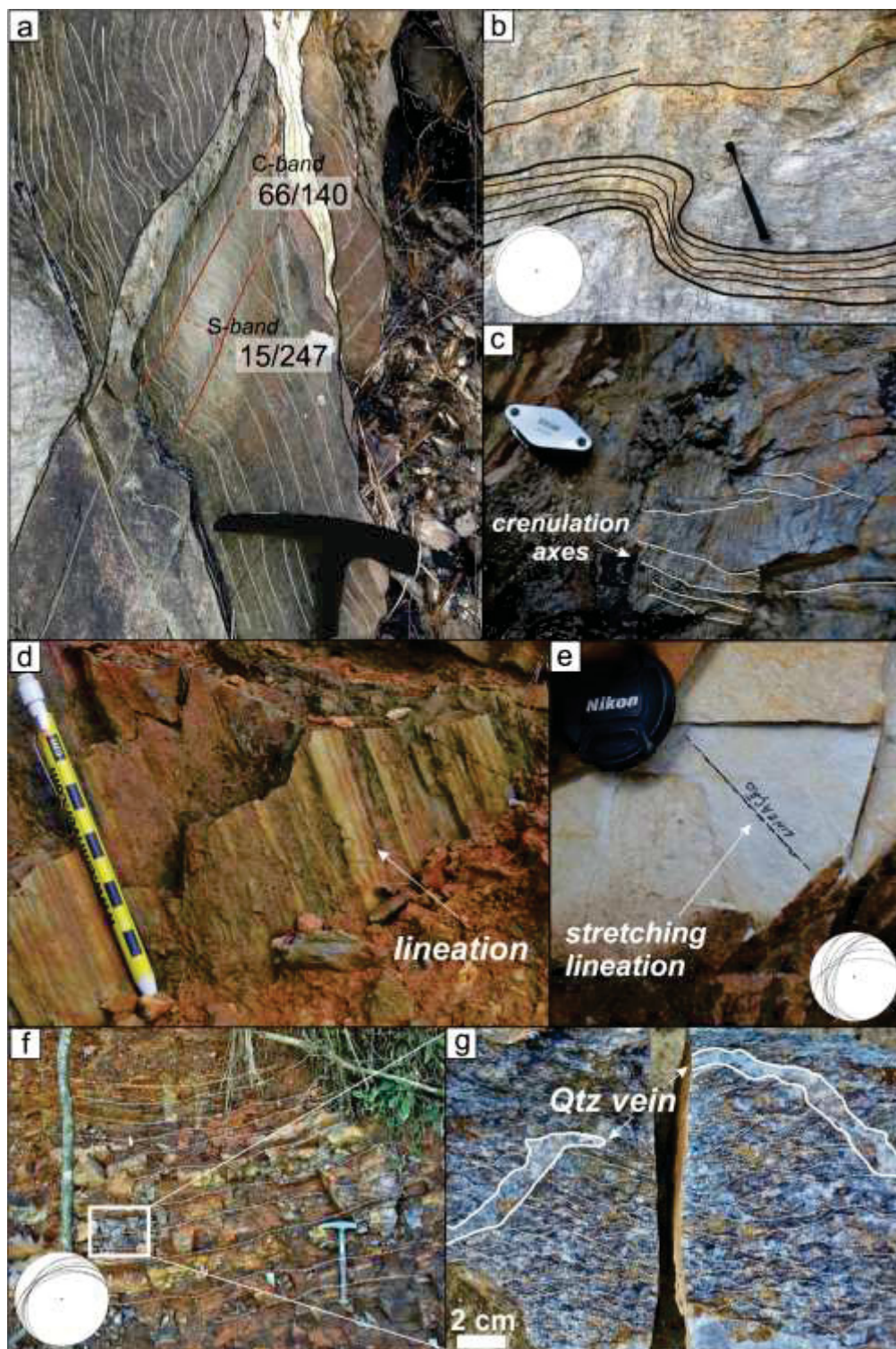


Figura 16 - a) Xisto com foliação do tipo S-C.; **b)** Xisto cinza claro com foliação orientada NE-SW exibindo dobra monoclinal; **c)** Xisto com clivagem de crenulação; **d)** Xisto com foliação sub vertical e lineação de estiramento mineral definida por grãos de quartzo; **e)** Quartzito com foliação sub vertical e grãos de quartzo definindo lineação de estiramento mineral; **f)** Rocha granitoide com foliação milonítica sub vertical NE-SW; **g)** Detalhe da rocha granitoide com foliação milonítica anastomosada.

O perfil entre Iporanga e Barra do Turvo é marcado pela predominância de xistos de coloração cinza a verde escuros. Essas rochas apresentam bandas de cisalhamento paralelas à

foliação anastomosada de alto ângulo, com orientação NE-SW (Figura 17 a); encontram-se associadas a veios de quartzo, marcados pela foliação anastomosada do tipo S-C (Figura 17 b). São observadas lineações de estiramento mineral e foliação milonítica, nas quais ribbons de quartzo ocorrem (Figura 17 c); por vezes aparecem veios de quartzo boudinados (Figura 17 d).

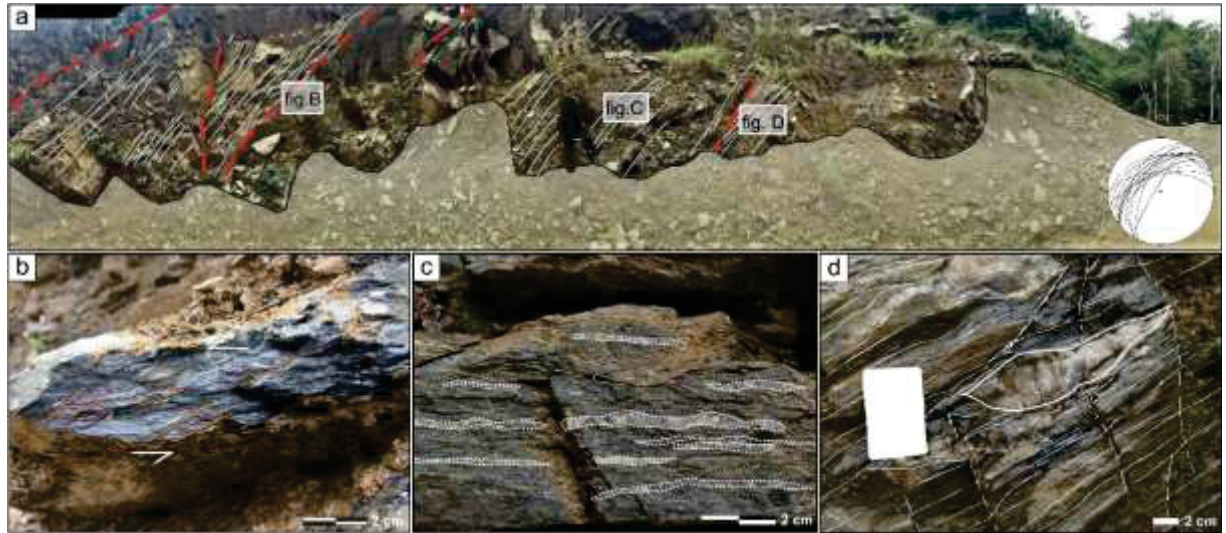


Figura 17 - a) Afloramento com bandas de cisalhamento sub verticais destacadas em vermelho; **b)** Xisto com foliação do tipo S-C; **c)** Xisto milonitizado e ribbons de quartzo em destaque e; **d)** Veio de quartzo estirado.

O grupo subordinado de rochas carbonáticas aparece nos perfis 1 e 2 (Rio Branco do Sul e Tunas - Bocaiúva do Sul), ao sul e ao centro da área de estudo. Caracterizam-se pela intercalação de bandas sedimentares preservadas, brancas e cinzas (Figura 18 a). Em termos estruturais há predominância de tramas rúpteis, caracterizada por falhas, estrias de falha e famílias de fraturas. Diques básicos metamorfizados ocorrem no perfil 3, próximo à cidade de Itaoca. Tratam-se de diques direção N63E (Figura 18) com cor cinza escura e textura maciça, por vezes com intercalações de lentes de quartzo.

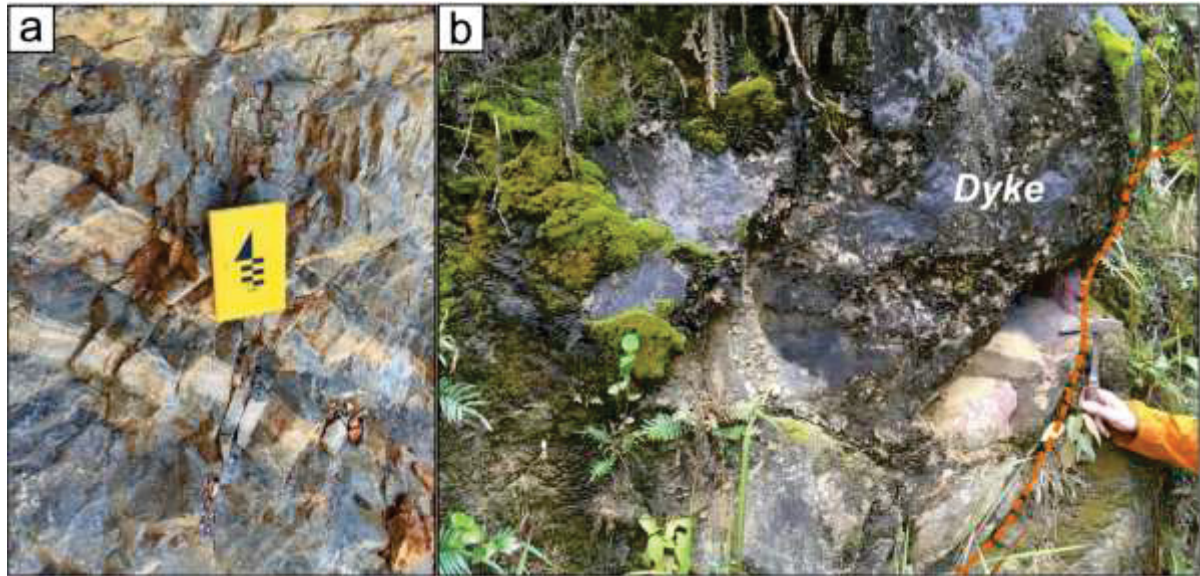


Figura 18 - a) Rocha carbonática com bandamento composicional e; **b)** Rocha metabásica.

3.1.2 Petrografia e microestruturas

3.1.2.1 Rochas metassedimentares

As amostras de filitos, LC02 e LC49, são constituídas essencialmente por quartzo e micas, organizados em uma textura granolepidoblástica com a presença de minerais opacos associados e evidências de oxidação (Figura 19 a). Comumente os minerais estão dispostos em níveis alternados de quartzo e muscovita que definem planos de clivagem (LC02). São observadas clivagens de crenulação e clivagem ardósiana (LC49).

Na amostra LC02 os cristais de quartzo são subequigranulares, com tamanho médio de 50 μm , exibem contatos arredondados, tipicamente sedimentares, por vezes formando agregados maiores, sem orientação cristalográfica evidente, apenas orientação de forma, levemente alongados na direção da foliação (Figura 19 b). Filossilicatos (muscovita e biotita) concentram-se em regiões crenuladas. A amostra LC49 é constituída por grãos de quartzo (aproximadamente 20 μm de tamanho) intercalados com camadas de filossilicatos oxidados; possui um pequeno veio de quartzo (Figura 19 c) de aproximadamente 1 mm de espessura, onde o quartzo apresenta feições de extinção ondulante.

Na amostra LC08 do segundo perfil observa-se um bandamento composicional definido por domínios ricos em quartzo (20%) e biotita (20%) com xistosidade contínua paralela. A matriz é constituída por quartzo e muscovita, e ocupa cerca de 60% da amostra (Figura 19 d). Nos domínios ricos em quartzo os cristais têm em média 0,2 mm de diâmetro, com relações de

contato irregulares, levemente retilíneos. Localmente os grãos exibem extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos (Figuras 19e, f). Próximo aos domínios de quartzo ocorrem cristais de biotita de até 1mm de largura, distribuídos heterogeneamente, e pequenos cristais de epidoto que alcançam 70 μm de tamanho.

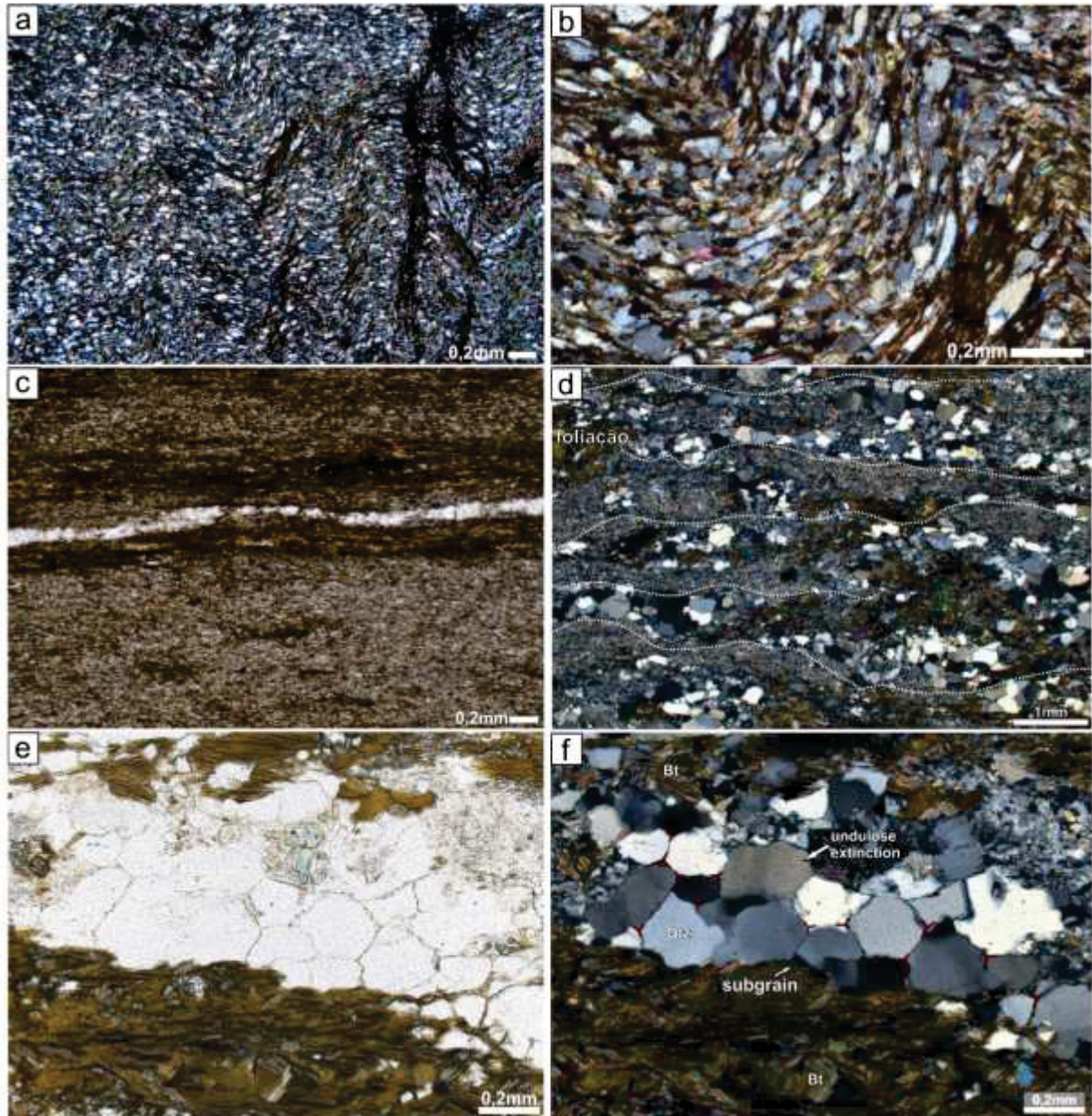


Figura 19 – Fotomicrografias dos principais litotipos observados: **a)** Clivagem de crenulação observada na amostra LC02 (Ix); **b)** Níveis alternados de quartzo e muscovita que definem uma foliação espaçada dobrada (Ix); **c)** Veio de quartzo e matriz fina constituída por filossilicatos observada no siltito (LC49) (In); **d)** Foliação levemente anastomosada com níveis de agregados de quartzo exibindo contatos irregulares (Ix); **e)** Detalhe da região que concentra quartzo e biotita (In); **f)** Detalhe da região que concentra quartzo e biotita com destaque para a formação de extinção ondulante, subgrão e contatos irregulares levemente retilíneos entre cristais de quartzo (Ix).

3.1.2.2 Quartzitos

A amostra LC59 é constituída majoritariamente por cristais de quartzo (95%), dispostos em uma textura granular orientada, com qualidades anédricas e tamanho médio entre 0,3 a 0,5 mm, intercalados com finas bandas de muscovita. Observa-se uma foliação paralela contínua, marcada por cristais de quartzo orientados (Figura 20 a) que, por vezes, formam *ribbons*. Entre os cristais predominam contatos retilíneos, ocasionalmente serrilhados. Normalmente exibem extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos, e feições de recristalização por *bulging* (BLG) nas bordas de grão (Figura 20 b e c).

Na composição da amostra LC09H também há o predomínio de quartzo (98%), com intercalações de muscovita (2%), e uma fina banda constituída por sericita. Os cristais de quartzo estão fortemente orientados definindo uma foliação contínua, levemente anastomosada (Figura 20 d). Os contatos intergranulares são lobados e suturados; extinção ondulante é observada de forma pervasiva (Figura 20 e e f). Os cristais de muscovita são menores que 10 μm de comprimento, com bordas retilíneas, frequentemente em contato com cristais de quartzo. Alguns são ondulados e exibem forma do tipo *fish*. As bandas onde há concentração de filossilicatos são caracterizadas por um padrão mais anastomosado, assemelhando-se à uma foliação do tipo S-C, que sugere cinemática sinistral. Tal cinemática também é sugestiva nas muscovitas do tipo *mica-fish* das amostras LC30DSC e LC31 (Figuras 21 a e 23 b, e e f).

A amostra LC54 é constituída predominantemente de quartzo (80%), e subordinadamente de micas (5%), plagioclásio (5%), os quais ocorrem sobretudo na matriz (Figura 20 g), e k-feldspato (10%). Os cristais de plagioclásio (média de 10-20 μm) exibem extinção ondulante localizada, maclas de deformação e bordas arredondadas. A foliação é do tipo anastomosada, e os cristais alongados também apresentam aspecto anastomosado. Algumas bandas concentram cristais de quartzo com formas amendoadas de até 0,5 mm de largura e 1,5 cm de comprimento, com extinção ondulante e bandas de deformação; exibem contatos serrilhados entre si, indicativos de recristalização por *bulging* (Figura 20 h).

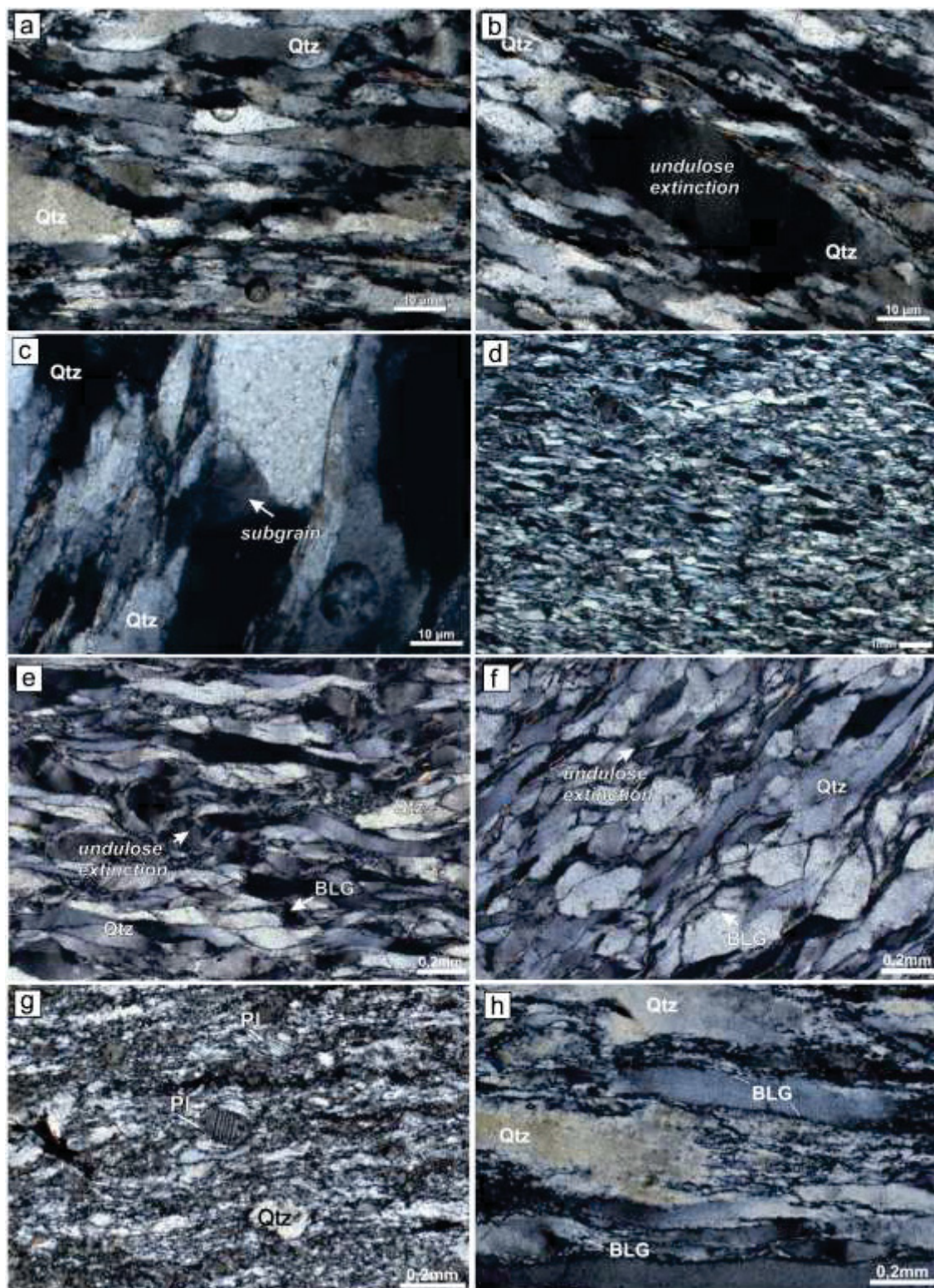


Figura 20 – a) Grãos alongados de quartzo definindo uma foliação contínua e exibindo extinção ondulante; b) Extinção ondulante em grãos de quartzo; c) Quartzo com formação de subgrão; d) Cristais alongados definindo foliação contínua anastomosada; e) e f) Cristais alongados anastomosados com extinção ondulante e pequenos grãos equidimensionais nas bordas, típicos de recrystalização por *bulging*; g) Porfiroclastos de plagioclásio dispersos na matriz e; h) Quartzo alongado exibindo pequenos grãos nas bordas com contatos serrilhados, indicativos de recrystalização por *bulging* (BLG).

3.1.2.3 Xistos e granitóide

A amostra LC10B, a mais próxima da ZCL no perfil 2, apresenta foliação anastomosada contínua e é constituída por quartzo (80%), muscovita (18%) e opacos (2%), organizados em textura lepidogranoblástica. Os minerais ocorrem em bandas composicionais que concentram quartzo e muscovita (Figura 21 a). As bandas filossilicáticas exibem foliação do tipo S-C e crenulação interna.

As amostras LC30DSC e LC30C1 são caracterizadas por uma grande variação mineralógica, que inclui cristais de quartzo, muscovita, biotita, clorita, K-feldspato e plagioclásio como constituintes principais. Granada, anfibólio e epídoto aparecem como acessórios. Os minerais possuem tamanho médio de 100 μm , organizados em uma textura granolepidoblástica, onde grãos arredondados e bandas de filossilicatos definem os planos de foliação (Figura 21 b). A foliação é do tipo contínua suave, de transição gradacional, com variações anastomosadas e presença de estruturas S-C. Agregados minerais de quartzo exibem contatos suturados e ameboides entre si, e retilíneos e alongados com as micas, com forte orientação de forma.

Na amostra LC30C1 o quartzo constitui aproximadamente 50% do total da rocha, e possui tamanho médio entre 20 e 50 μm . Ocorrem intercalados com mica na matriz, na forma de inclusões em cristais de granada, e ao longo de um veio paralelo à foliação. O quartzo presente na matriz possui textura fina, com tamanho médio variando entre 50 e 100 μm , hábito granular, e por vezes alongados, formando *ribbons* com razão axial 1:7 (Figura 21 c). Frequentemente o quartzo da matriz é anédrico e se encontra intercalado com bandas de filossilicatos, onde se observam contatos retilíneos. Entre si, os grãos apresentam forma ameboide e contatos serrilhados/suturados. No veio, os grãos são inequigranulares, apresentam tamanhos variando de 50 a 200 μm , qualidades anédricas e contatos suturados e poligonais (Figura 21 d). Evidências de deformação intracristalina são caracterizadas por extinção ondulante, bandas de deformação, formação de subgrãos e novos grãos.

A muscovita constitui aproximadamente 10% do total da rocha e ocorre em bandas próximas ao veio e em menor quantidade na forma de grãos dispersos na matriz, com forma ondulada, semelhante à geometria S-C (Figura 21 e). O tamanho é variável, mas alguns grãos chegam a ~0,8 mm, assim como a biotita. Em termos de microestruturas as micas exibem extinção ondulante e, localmente, *kink bands*.

Os grãos de plagioclásio representam ~3% da matriz, possuem tamanho médio de 100 μm , e são caracterizados principalmente pelas maclas polissintéticas, extinção ondulante e maclas de deformação (Figura 21 f).

Os anfíbolios, que representam 7% da rocha, são anédricos, com tamanho variando de 1mm a 7mm; possuem forte pleocroísmo; ocorrem paralelos à direção da foliação, circundados por ribbons de quartzo, e apresentam extinção ondulante (Figura 21b).

A granada ocupa cerca de 5% do volume da rocha e possui ~5 mm em média; são anédricas, frequentemente com inclusões de quartzo. Apresentam cristais de biotita recristalizados ao longo das sombras de pressão. Tanto a foliação filossilicática quanto os ribbons de quartzo contornam a granada, inclusive quando ela ocorre dispersa na matriz.

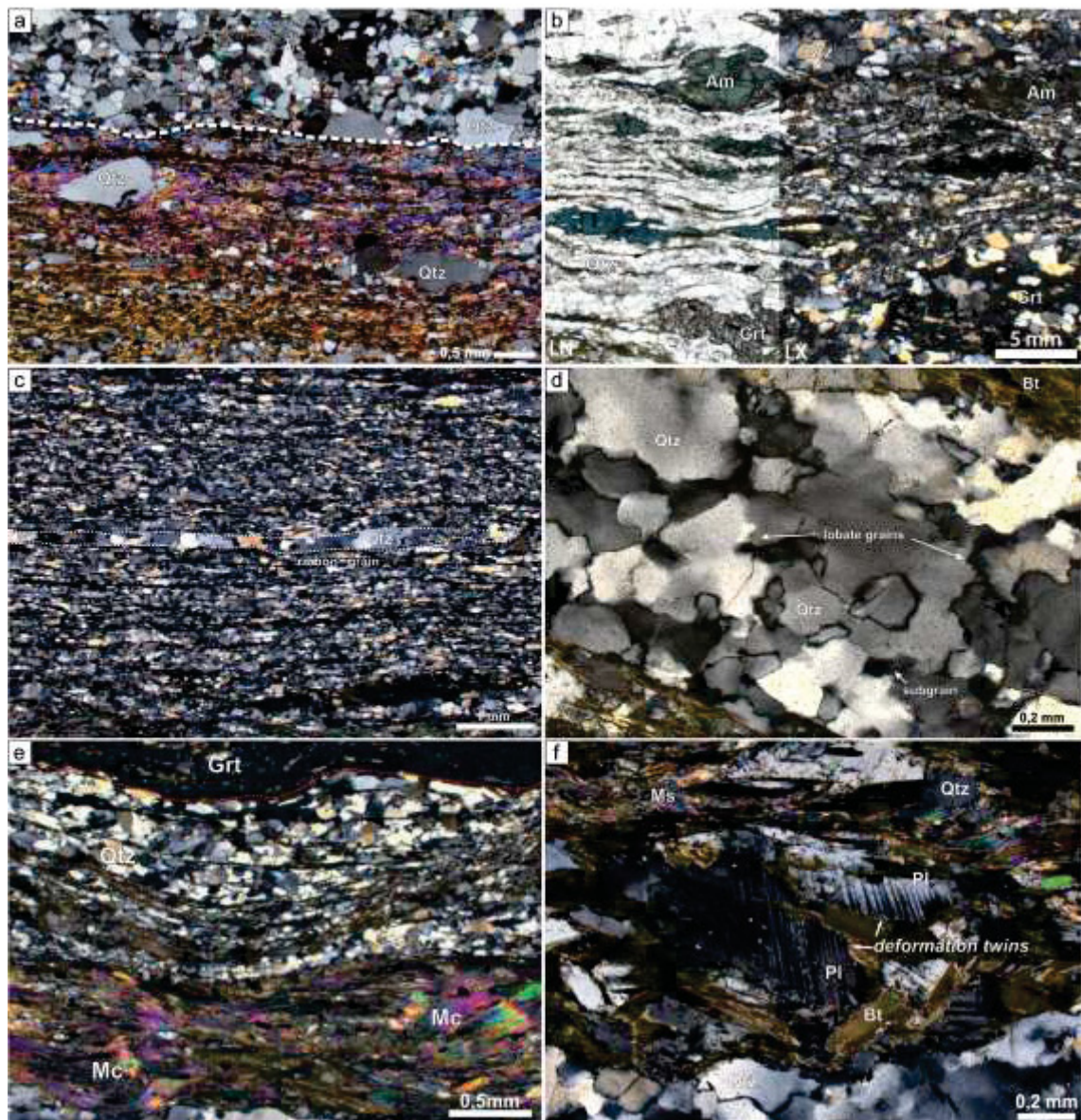


Figura 21 – **a)** Bandas de quartzo e de muscovita (LC10B) (lx); **b)** Foliação milonítica caracterizada por níveis alongados de quartzo e porfiroclasto de anfibólio e piroxênio (ln/lx); **c)** *Ribbon* de quartzo policristalino em meio a matriz recristalizada (lx); **d)** Contatos irregulares lobados, subgrão e extinção ondulante em grãos de quartzo que constituem o veio (lx); **e)** Porfiroclasto de granada, níveis de quartzo e mica em foliação S-C (lx); **f)** Grãos de plagioclásio exibindo maclas de deformação em cunha e extinção ondulante (lx).

Na amostra LC30DSC os porfiroblastos de granada alcançam 1,7 mm de diâmetro, possuem bordas corroídas e encontram-se preenchidos por inclusões de quartzo (Figura 22 a). A biotita aparece na forma grãos subédricos, com média de 20 μm de tamanho. O K-feldspato se encontra disperso na matriz, com tamanhos finos ($\sim 10 \mu\text{m}$), assim como os grãos de plagioclásio, os quais comumente exibem macla polissintética. Este último exhibe também maclas arqueadas (Figura 22 b). A muscovita, cujas lamelas variam de 5 μm até 1mm de comprimento, aparece concentrada em bandas distribuídas em um padrão anastomosado ao

longo da extensão da lâmina (eixo x) (Figura 22 c). A clorita ocorre na forma de pequenos (10 μm em média) cristais anedrais, localizados nas bordas de grãos da matriz e ao longo das bandas de foliação S-C (Figura 22 c).

O quartzo pode ser dividido em dois domínios nesta amostra, veio e matriz. São dois pequenos veios de quartzo de aproximadamente 1mm de largura. De modo geral a textura é fina, mas os grãos do veio são maiores que aqueles que constituem a matriz, variando de 50 μm a 200 μm (Figura 22 a e d). Os cristais são anédricos e possuem contatos lobados, enquanto que nas bordas dos cristais da matriz há evidências de recristalização por *bulging*; no veio apresentam extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos. As micas exibem *kink bands* e extinção ondulante (Figura 22e), estruturas também observadas em cristais de epidoto e plagioclásio. Tanto a amostra LC30C1 quanto a LC30DSC possuem indicadores cinemáticos sinistrais em abundância, como as foliação S-C e os cristais rotacionados de granada (Figura 22 a, c, d, f e g).

A amostra LC31, apresenta também biotita do tipo *fish* (Figura 22 f e g). Além da biotita (10%), esta amostra é constituída por quartzo (35%), muscovita (40%), plagioclásio (5%), porfíblastos de granada (10%), clorita e minerais opacos, distribuídos em uma textura granolepidoblástica com forte orientação preferencial de forma. A foliação é do tipo anastomosada, rica em muscovita, suave e contínua, com domínios crenulados entre as bandas anastomosadas e domínios finos enriquecidos em muscovita e quartzo (Figura 22 f).

Em termos microestruturais, o quartzo aparece disperso na matriz, com feições de recristalização por *bulging*, enquanto a muscovita ocorre na forma de grãos alongados organizados em sombras de pressão da granada, juntamente com o quartzo (Figura 22 g). A biotita ocorre ao longo de bandas anastomosadas da foliação S-C, alcança até 1 mm de espessura, ocorre sob a forma de geometria *fish*, e exibe extinção ondulante e *kink bands* (Figura 22 h).

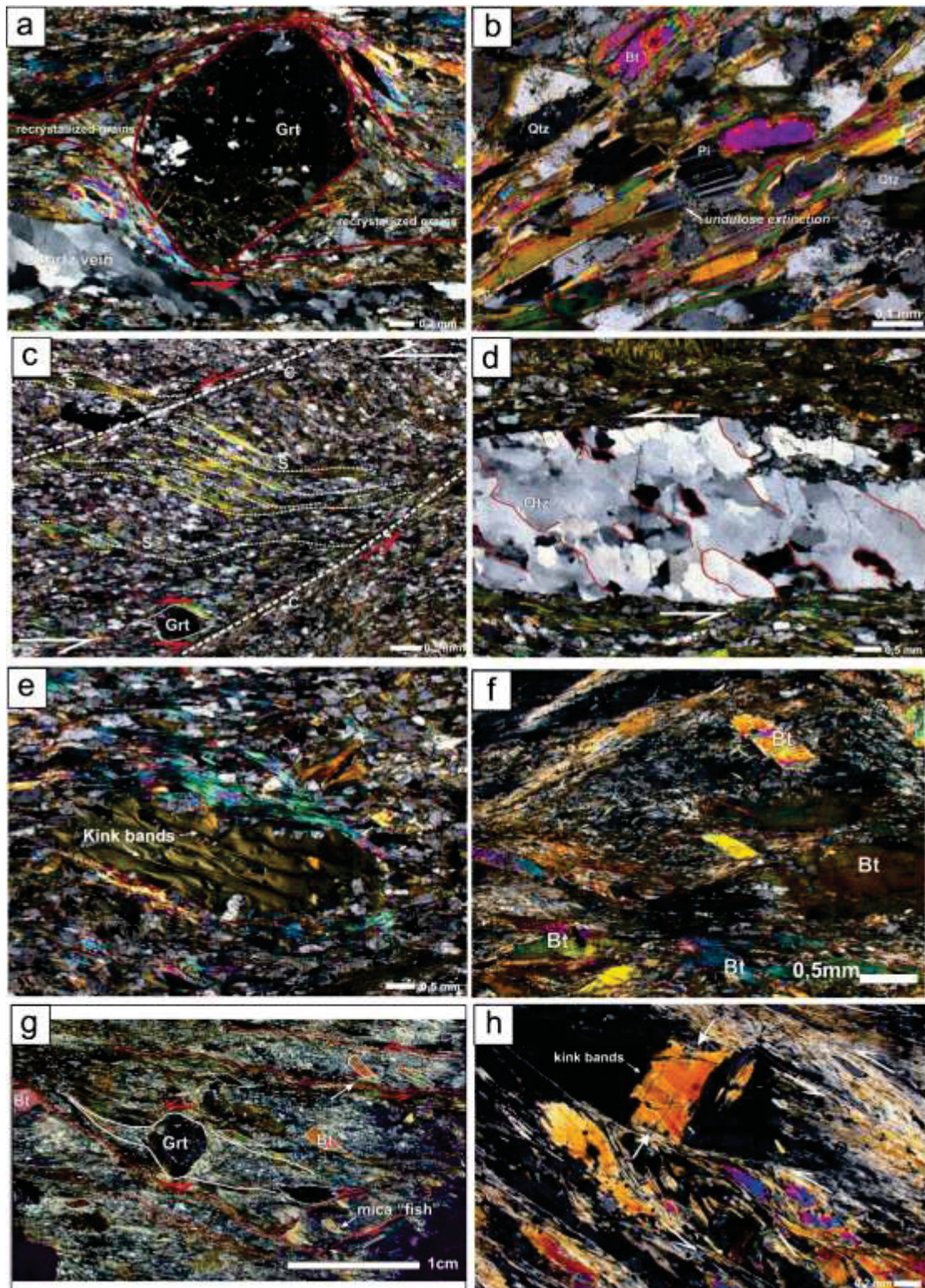


Figura 22 – a) Porfiroblasto rotacionado de granada com grãos de quartzo recrystalizados nas sombras de pressão; b) Grãos de plagioclásio com extinção ondulante e macla deformacional envolvidos por níveis de foliação filossilicática; c) Foliação anastomosada do tipo S-C com cinemática sinistral (LC30DSC); d) Veio de quartzo com sugrãos e contatos irregulares lobados com cinemática sinistral; e) Biotita com *kink band*; f) Biotitas do tipo *fish* em meio à foliação “S” da trama S-C sugerindo cinemática sinistral; g) Porfiroblasto de granada rotacionado envolvido por bandas anastomosadas ricas em quartzo e biotita do tipo *fish* com indicadores cinemáticos sinistrais; h) Foliação anastomosada e *kink band* na biotita.

O granitoide (LC64B) apresenta duas regiões com características distintas bem definidas, uma refere-se a um veio de quartzo, e a outra refere-se a matriz composta de quartzo (50%), feldspato potássico (40%) e filossilicatos (10%). Na matriz os minerais ocorrem dispostos ao longo de planos de clivagem anastomosada, associados a um mineral fibroso de coloração marrom, possivelmente sericita (Figura 23 a), e porfiroclastos de feldspato potássico, fraturados, chegando até 1 mm de diâmetro (Figura 23 b). Os grãos de quartzo apresentam extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos e, nas bordas, grãos recrystalizados de 1 a 5 μm de tamanho.

O veio é constituído predominantemente por grãos de quartzo exibindo contatos retilíneos, curvados e serrilhados, textura grossa formando *ribbons* com razão axial 1:4, por vezes sigmoidais (Figura 23 b). Assim como na matriz, as bordas dos grãos apresentam bordas serrilhadas que sugerem recrystalização por BLG (Figura 23 c e d).

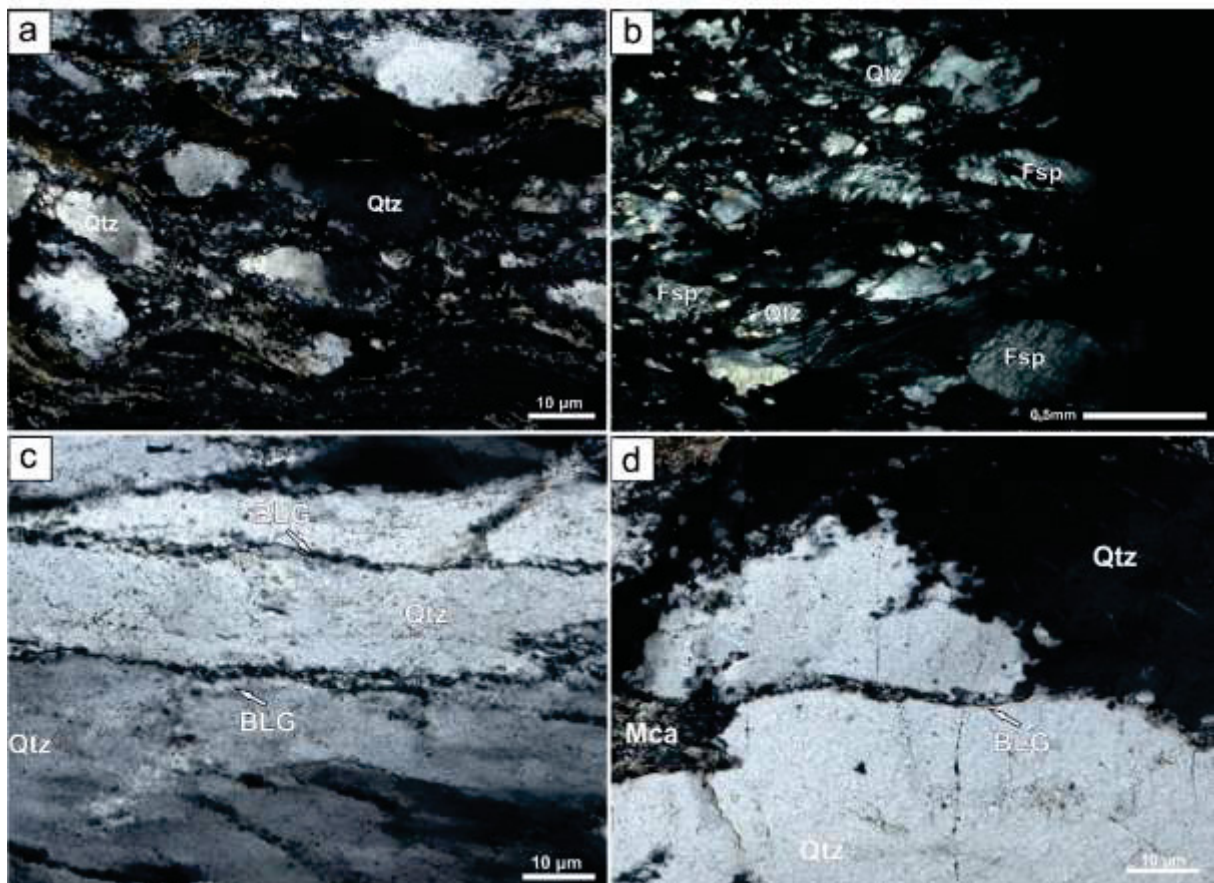


Figura 23 – a) Planos de clivagem anastomosada caracterizada por níveis ricos em filossilicatos e agregados de quartzo recrystalizados; b) Detalhe da matriz mostrando grãos fraturados de K-feldspato; c) Grãos alongados de quartzo com pequenos grãos equidimensionais nas bordas, indicativos de recrystalização por *bulging*; d) Grão de quartzo do veio recrystalizado por *bulging*.

3.2 ARTIGO 1

QUARTZ MICROSTRUCTURES AND CPO PATTERNS FROM AN ANASTOMOSING SHEAR ZONE SYSTEM: THE LANCINHA SHEAR ZONE, BRAZIL

T. Conte¹, G.C.G. Cavalcante¹, L.E. Lagoeiro¹, H. Fossen,^{1,2} C.S. Silveira¹, R. Santos¹.

¹UFPR – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brazil.

²UiB – University of Bergen, Bergen, Norway

ABSTRACT

To understand the development of complex shear zone systems, such as those of the Ribeira Belt in southern Brazil, investigations are required at a range of scales and with different techniques. Several works at meso- and macroscales describe a complex evolution with multiple deformation phases in the Ribeira Belt, however, microstructural analysis, essential for exploring shear zone development and strain localization, has been limited to some quartz c-axis diagrams from U-stage. In this work we use modern Scanning Electron Microscope-Electron Backscatter Diffraction (SEM-EBSD) techniques to explore quartz microfabrics of rocks along the Lancinha Shear Zone (LSZ) and correlated shear zones, and discuss how deformation localizes in an orogenic-scale shear system. The LSZ, located in the southern part of the Ribeira Belt, is a Neoproterozoic dextral strike-slip shear zone trending NE-SW, which extends over ~150 km separating the Apiaí and Curitiba terranes. The southern Ribeira Belt results from the collision between the São Francisco, Congo and Paranapanema cratons during the amalgamation of west Gondwana, at ~600 Ma. Five representative samples were separated into two groups: (1) Group 1 (samples LC09H, LC59 and LC64B) is represented by quartzites with thin phyllosilicate-rich layers and stretching lineation characterized by elongated quartz grains, and by a mylonitic granite; (2) Group 2 (samples LC30C1 and LC30DSC) is represented by S-C type schists with steeply dipping foliation and mineral lineation characterized by preferred orientation of quartz grains, quartz ribbons with aspect ratio 1:5, and numerous deformed quartz veins. Rocks from Group 1 exhibit evidence of BLG recrystallization; J index range from 3.8159 to 6.6390 and M index from 0.1458 to 0.1876; CPO results suggest activation of basal <a> slip system, consistent with deformation under low temperature conditions (<400 °C). Rocks from Group 2 display evidence of SGR and GBM recrystallization and higher fabric strength, with J index ranging from 3.3661 to 20.9523. M index range from

0.0759 to 0.4164; CPO fabrics suggest activation of multiple slip systems such as basal $\langle a \rangle$, rhomb $\langle a \rangle$ and prism $\langle a \rangle$, suggesting that deformation took place under temperature between >400 to 500°C . The intense grain size reduction ($\sim 75\%$ of recrystallized grains $<10\ \mu\text{m}$ in size) and the presence of few recrystallized grains $>10 - 25\ \mu\text{m}$, suggest that subgrain rotation recrystallization also contributed to the process of grain size reduction in addition to BLG. Asymmetrical and symmetrical distribution of quartz $\langle c \rangle$ axis, S-C fabric, plus strongly flattened quartz grains and kinematics indicators, suggest that along the LSZ and correlated shear zones rocks were deformed accommodating both shortening and non-coaxial components of deformation. The predominance of sinistral kinematic indicators at the studied segment of the Ribeira belt, contrasts to what has been described in the literature and suggests that a more careful interpretation on kinematics and tectonic evolution of interconnected shear zone systems, considering strain partitioning under transpressional regimes, should be taken into consideration.

Key-words: textural analysis, deformation mechanisms, Ribeira Belt

1 INTRODUCTION

Shear zones are known as narrow, sub-parallel zones that concentrate natural lithospheric deformation (Ramsay, 1980). Shear zone development and associated processes are related to the rheological behaviour of the rocks, which is controlled by mineral constituents, temperature and pressure conditions, as well as strain rate and fluid assistance (Spruzeniece and Piazzolo, 2015). In the middle and lower crust strain is accommodated chiefly by plastic deformation mechanisms that allow rocks to accommodate strain and change their internal structure, shape or volume in a ductile fashion. On the other hand, deformation at upper crustal levels is dominated by cataclastic flow and low-temperature dislocation creep, often associated with recrystallization mechanisms of bulging and subgrain rotation (Fossen & Cavalcante, 2017). Rocks deforming in ductile shear zones often undergo grain-size reduction processes. Such processes decrease the mechanical strength of rocks (Hobbs et al., 1990; Poirier, 1980), resulting in further localization of deformation. The Lancinha Shear Zone (LSZ) is a dextral strike-slip shear zone (Passareli et al., 2011) that together with Cubatão and Além Paraíba-Pádua shear zones (Fig. P1.1) may represent a suture zone that promote intense grain-size

reduction from upper to lower crustal levels (e.g. Sadowski, 1991). The LSZ is part of a complex shear zone system that constitutes an anastomosing pattern of interconnected shear zones in the southern Ribeira Belt (Fig. P1.2). A lot of work at the meso- and macroscales describe a complex evolution with multiple phases of deformation in the Ribeira Belt. However, microstructural analysis, essential for exploring shear zone development and strain localization associated with the Lancinha Shear Zone, are limited to some universal-stage quartz c-axis diagrams (e.g., Faleiros et al., 2010). In this work we characterize microstructures and apply the SEM-EBSD technique to investigate deformation mechanisms and temperature conditions active during the LSZ development, and the relationship between grain-size reduction, deformation mechanisms and recrystallization processes in order to understand how deformation localizes in an orogenic-scale shear system.

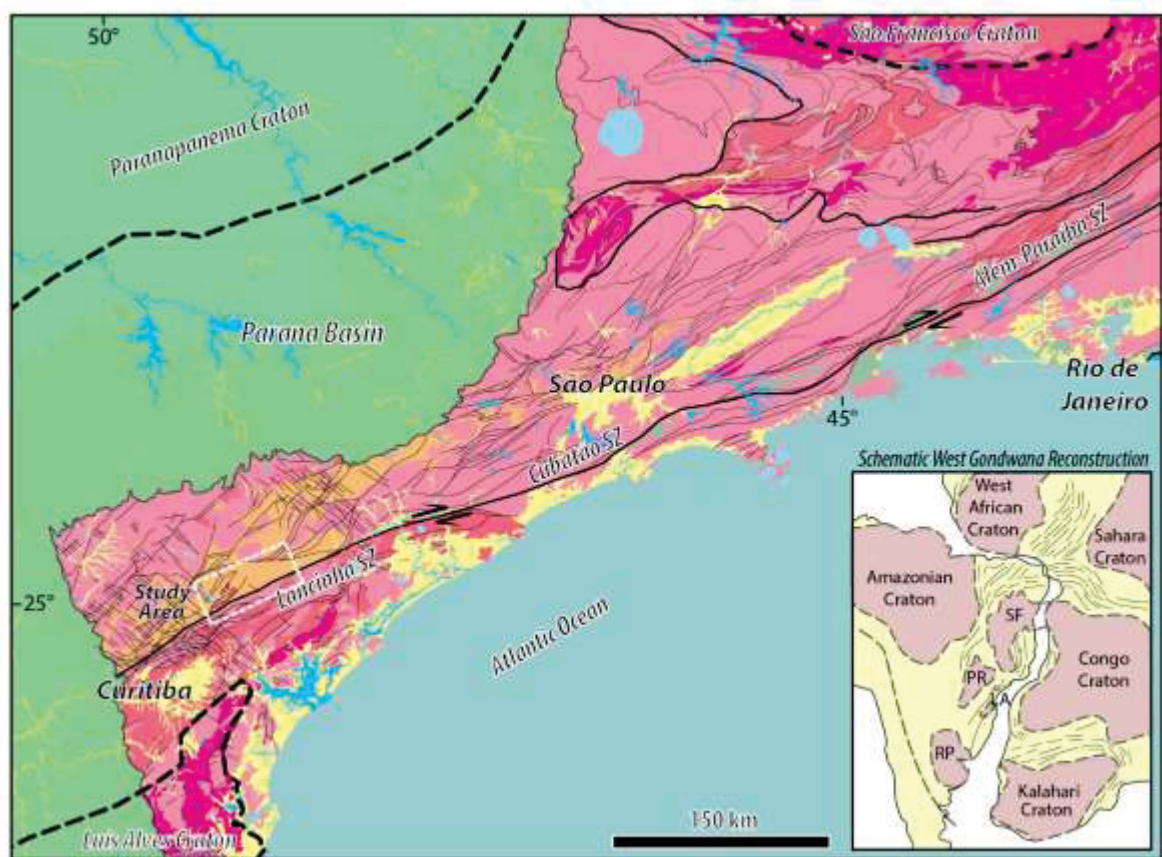


Figure P1. 1 - Geological map of the Ribeira Belt showing the location of Lancinha Shear Zone system (dashed white box, study area) and West Gondwana reconstruction (lower right corner) showing the main cratons involved in the collision. The colours of the map were chosen according to the age of each geological unit, following the ISC 2017 colour scheme.

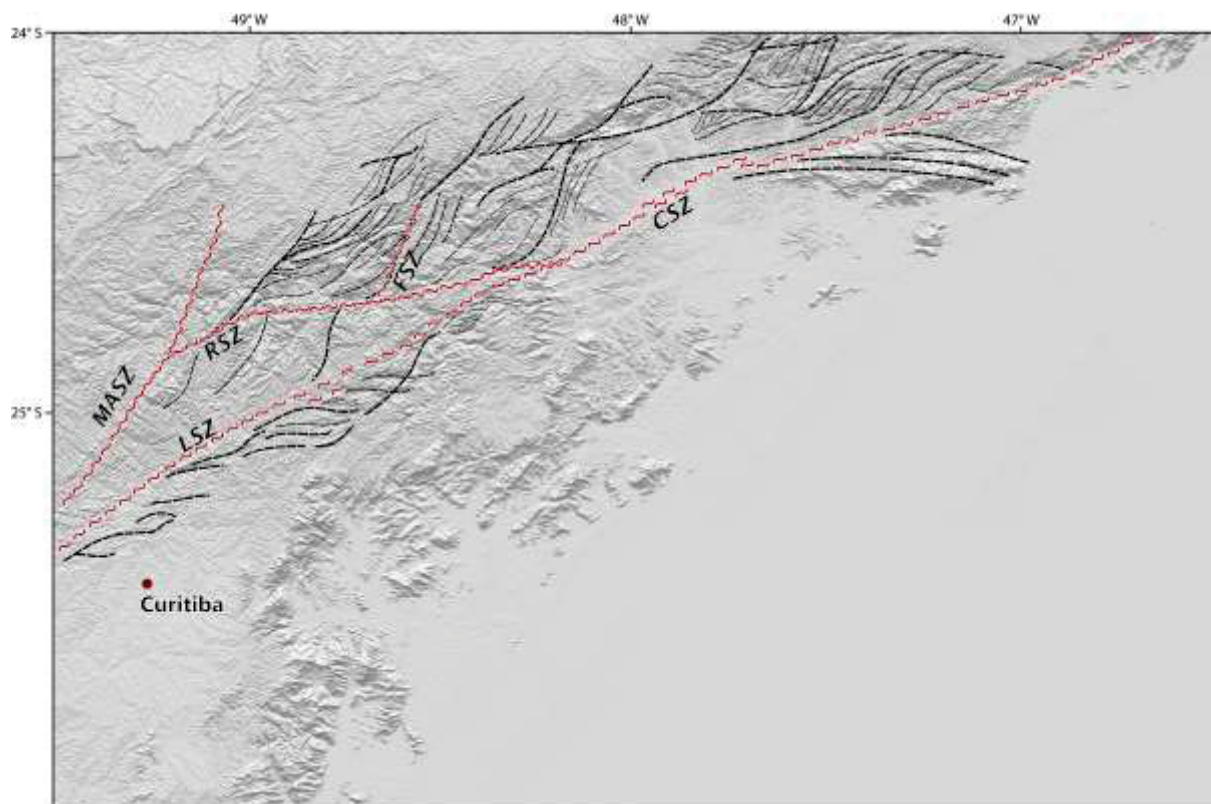


Figure P1. 2 - Digital elevation model with lineaments interpretation displaying the interconnected pattern of shear zones in southern Ribeira belt. In red some of the main known shear zones such as: LSZ (Lancinha Shear Zone), MASZ (Morro Agudo Shear Zone), RSZ (Ribeira Shear Zone), FSZ (Figueira Shear Zone) and CSZ (Cubatão Shear Zone) available on <http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/>.

2 GEOLOGICAL SETTING AND SAMPLE DESCRIPTION

The LSZ, located in the southern part of the Ribeira Belt (RB), is a NE-trending dextral strike-slip shear zone which extends over ~150km and separates the Apiaí and Curitiba terranes (Fig. P1.3a) (Silva, 1981; James & Assumpção, 1996; Campanha, 2002). Situated in the southern part of the Mantiqueira Province, the RB was formed by the collision between São Francisco and Congo cratons (Fig. 1) during the Brasiliano orogeny in the Neoproterozoic. Further south it involved the Kalahari, Rio de la Plata/Paranapanema and Luís Alves cratons, and its development is an important contribution to the assembly of the Gondwana supercontinent (900 - 480 Ma) (Heilbron & Machado, 2003; Silva et al., 2005; Alkmin et al., 2006; Passareli et al., 2011). The RB is characterized by the occurrence of several dextral strike-slip shear zones trending NE-SW, with sinistral reactivations at the southernmost terranes (Fiori, 1985; Fassbinder, 1994).

The studied area comprises the Apiaí, Curitiba and Luís Alves terranes (Fig. P1.3a). These units include low grade metamorphic rocks of Neoproterozoic to Mesozoic ages from the

Açungui Supergroup, gneiss-granitic rocks from basement Nucleo Betara and Tigre (Cury, 2002), metamorphic units from Capiiru and Turvo-Cajati formations, and gneiss basement rocks from Atuba Complex. The Luís Alves terrane is represented by cratonic gneiss-granulitic rocks of Arquean age. Subordinately, carbonate rocks from the Capiiru Formation and Serra das Andorinhas sequence, and diabase dykes from the Votuverava Group occur (Faleiros, 2012; Faleiros, 2013).

At the field, the LSZ is characterized by a narrow (~200m) zone of sheared rocks. Generally, the rocks show steeply dipping foliation trending NE to E-W, and monocline folds, slickenlines, S-C structures and mineral stretching lineations.

Sampling was performed along four profiles across the LSZ. Five representative samples separated into two groups according to their microstructures similarities were selected for EBSD analysis. Group 1 (G1) consist of samples LC09H, LC59 and LC64B from the southern portion of the LSZ (Fig. P1.3b). It is represented by quartzites with thin phyllosilicate-rich layers and stretching lineation characterized by elongated quartz grains, and by mylonitic granite Capiiru Formation and Açungui Group, as well as Rio Pién Orogens. These rocks exhibit a vertical to sub vertical anastomosing foliation trending NE-SW to E-W. Group 2 (G2), is represented by the samples LC30C1 and LC30DSC from the northern portion of the LSZ (Fig. P1.3c). These samples are schists exhibiting S-C fabric and mineral lineation characterized by preferred orientation of quartz grains, quartz ribbons with aspect ratio 1:5, and numerous deformed quartz veins. These rocks belong to the Iporanga Formation and to Lajeado and Votuverada Groups.

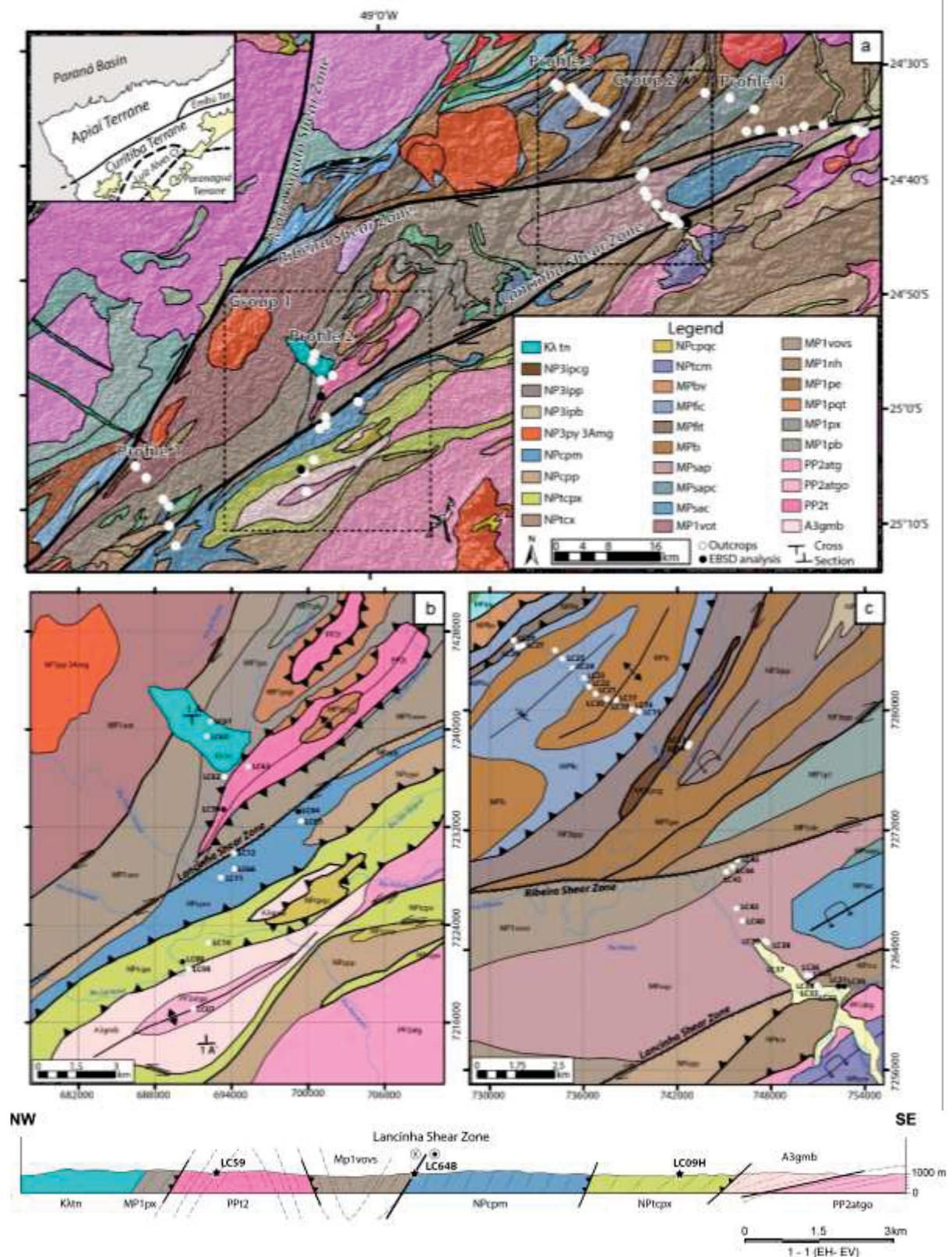


Figure P1. 3 - Detailed geological map of the study area with main terranes (upper left corner), showing location of visited localities and samples selected for EBSD analysis, and schematic cross section. Geological units and

structural data based on Curitiba geological map from Brazilian geological survey (CPRM). Available at: http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/4999/sg22_curitiba.pdf?sequence=2.

3 ANALYTICAL METHODS

The thin sections were made by cutting each sample perpendicularly to the foliation plane and along the stretching lineation (XZ plane of the strain ellipsoid), followed by 3, 1 and 0,25 µm diamond paste polishing and colloidal silica in suspension polishing to remove surface damages. The polished thins sections were analysed at the Electron Microscope Centre (CEM) of the Paraná Federal University (UFPR) Brazil. EBSD analysis was conducted in a Tescan Mira3 LM field emission gun scanning electron microscope. Operating conditions were at 20 kV accelerating voltage, 15 mm operating distance, 70° specimen tilt, and a step size ranging from 1.2 to 3.40 µm.

A NordlysNano EBSD detector was used to measure diffraction patterns, which were collected and indexed using the AZtec software from Oxford Instruments.

The acquired data were processed for microstructural and texture analyses using the MTEX toolbox, version 4.5.0, for MATLAB™, from which pole figures (PF) were produced, phase maps, inverse pole figures (IPF), misorientation histograms and grain-size distribution histograms were processed on CHANNEL 5 software of Oxford Instruments. To establish reliable correlations and comparisons, EBSD data from all samples have undergone a unique cleaning routine, where EBSD pixels with the mean angular deviation (MAD) higher than 1.3° and grains with less than 2 indexed points were excluded.

4 RESULTS

4.1 Fabric elements and microstructures

The most striking feature observed on metasedimentary rocks is the intercalation between quartz and mica rich layers (Fig. P1.4a), that define an anastomosed foliation. Quartz layers are composed by slightly elongate grains of 20 µm long (Fig. P1.4b). Other types of microstructures found in metasedimentary rocks are coarse quartz grains (0.3 mm diameter), usually optically strain-free, with straight boundaries among randomly oriented biotite crystals that reach up to 1mm (Fig. P1.4c). Similarly arranged, quartz grains from quartzites range in size from 10 to 50 µm, often forming ribbons with aspect ratio of 1:3. On schists, coarse-grained

quartz (50 μm to 200 μm diameter) occurs as recrystallized bands that, along with thin mica layers, commonly form S-C fabric with sinistral kinematics (Fig. P1.4d). Sinistral shear sense indicators occur on mica as fish geometry (Fig. P1.4e) and on garnet porphyroblasts. Kink bands (Fig. P1.4f), undulose extinction, deformation bands and subgrain boundaries often occur.

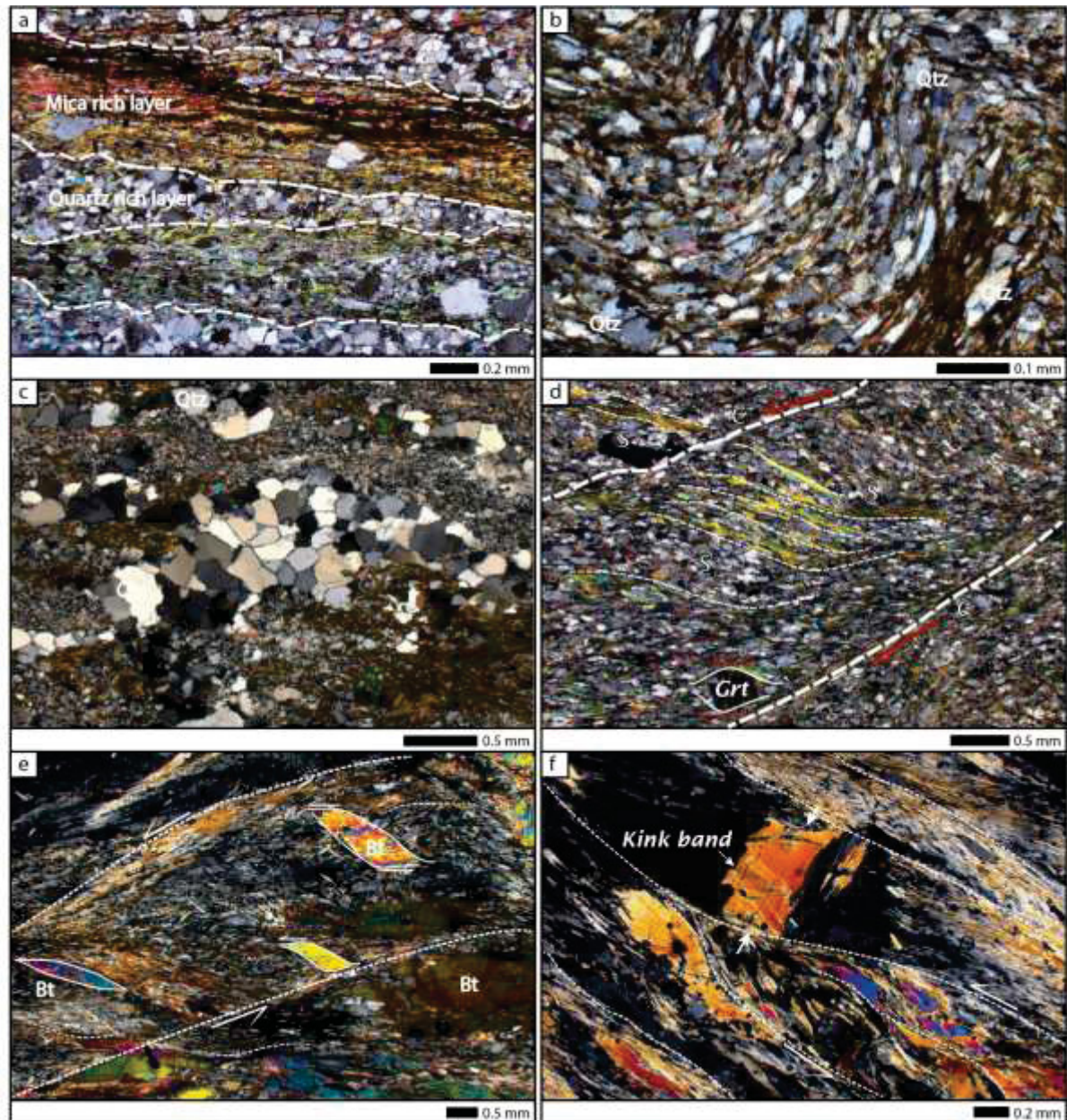


Figure P1. 4 - Microstructures of representative rocks exposed along the Lancinha Shear Zone and correlated shear zones. a) Alternating quartz and muscovite rich layers; b) Elongate quartz crystals within the anastomosed phyllosilicatic foliation; c) Quartz grain agglomerates within fine grained matrix; d) S-C bands defining an S-C type of anastomosed foliation and rotated garnet crystal indicating sinistral sense of shear; e) Biotite in fish shape in the middle of S-C foliation bands indicating sinistral sense of shear; f) Biotite with kink bands.

4.1.1 Group 1 (G1) microstructures

This group is represented by quartzites (samples LC09H and LC59) and by granitoid with mylonitic foliation (sample LC64B). Quartzites are composed by equigranular quartz aggregates (95%) and thin mica layers that define an anastomosed foliation organized in an S-C pattern (Fig. P1.5a), which indicates sinistral sense of shear. Quartz grains exhibit strongly flattened shape and size ranging from 10 to 50 μm (Fig. P1.5b). They often form undulated ribbons with aspect ratio 1:3 that together with thin layers of phyllosilicates characterize the S-C fabric, consistent with sinistral sense of shear (Fig. P1.5c). They show shape preferred orientation and sutured grains boundaries. Evidence of intracrystalline deformation are registered by subgrains (Fig. P1.5d), undulose extinction and deformation bands (Fig. P1.5e).

The mylonitic granitoid (sample LC64B) is constituted by quartz (50%), feldspar (40%) and phyllosilicates (10%) arranged into two main domains: (1) the matrix, composed by quartz, feldspar, phyllosilicates and a quartz region referred as vein (Fig. P1.5f). Minerals in the matrix form anastomosing foliation that alternate with a brown fibrous mineral, possibly a phyllosilicate. Feldspar occurs as fractured porphyroclasts with synthetic fractures indicative of sinistral shear (Fig. P1.5g). The quartz vein consists of sigmoidal quartz ($\sim 50 \mu\text{m}$) and of quartz ribbons with aspect ratio of $\sim 1:4$, which are surrounded by small recrystallized grains (up to 20 μm in size) with sutured grain boundaries (Fig. P1.5h and i), typically of bulging recrystallization (BLG).

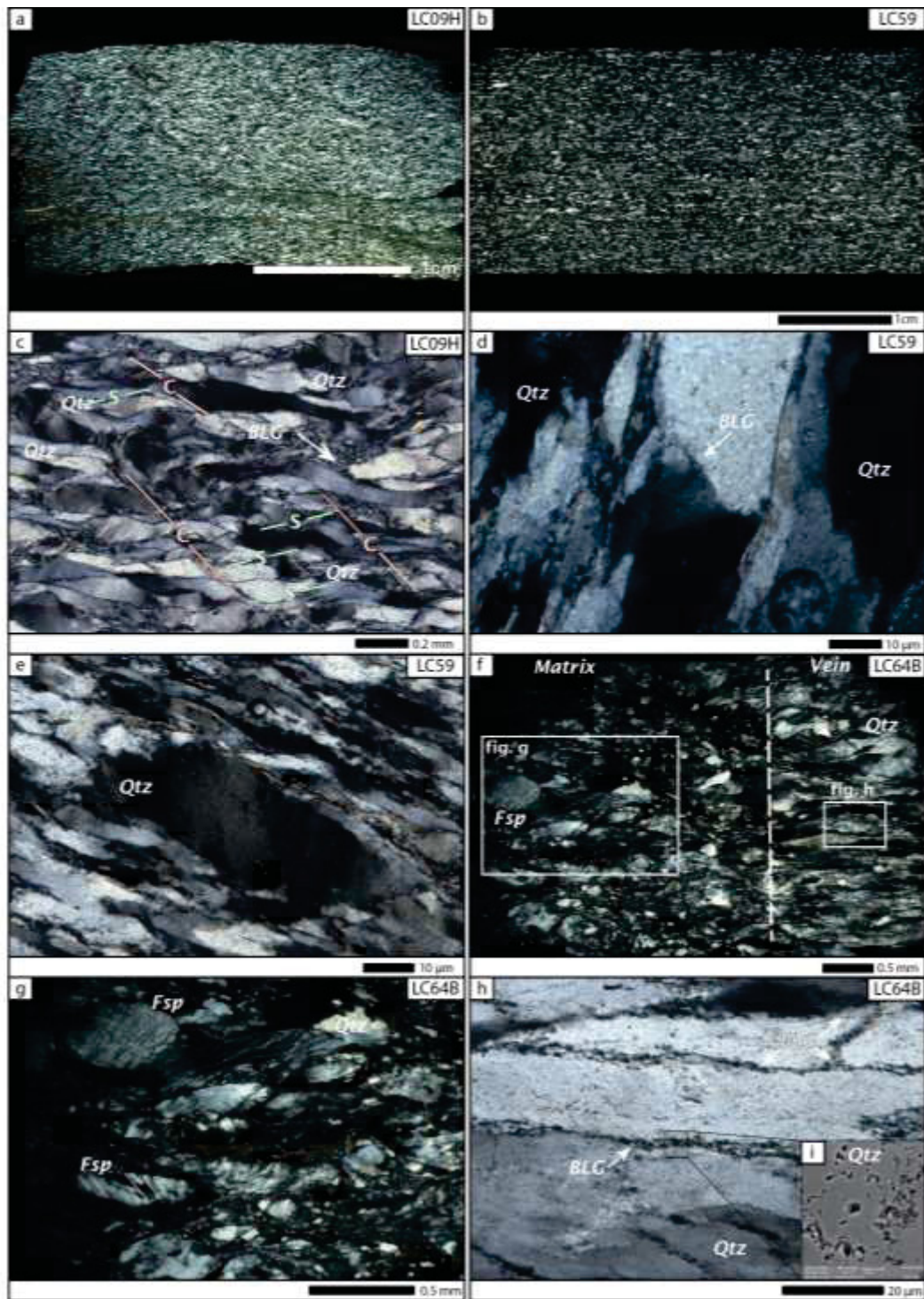


Figure P1. 5 - Microstructures of rocks from rocks of the G1. (a) Scanned images of thin section displaying the general aspect of quartzite (sample LC09H); (b) quartz grains exhibiting undulose extinction and arranged along an anastomosing foliation, which defines a S-C fabric; (c) Scanned images of thin section displaying the general aspect of quartzite (sample LC59) and; (d) quartz grains exhibiting sutured grain boundaries; (e) quartz old grain displaying undulose extinction and alternating mica-rich thin layers and flattened quartz grains; (f) Scanned of thin section from sample LC64B showing the separation of the two main domains (dashed white line), the vein (right side) and the matrix (left side); (g) mylonitic granite displaying fractured feldspar porphyroclasts; (h) Detailed photomicrography from quartz rich domain from sample LC64B showing recrystallized BLG domains at grain boundaries; (i) BSE images displaying the very small (10 µm) quartz grain boundaries.

4.1.2 Group 2 (G2) microstructures

Samples from this group (LC30DSC and LC30C1) represent greenish schist that contain phyllosilicates (mica and biotite), K-feldspar, plagioclase, garnet, amphiboles and epidote. Quartz is abundant (70 %) and occurs mainly in the form of recrystallized bands in which grain sizes average between 50 to 200 μm . In the matrix sizes range from 20 to 50 μm (Fig. P1.6a and b) and exhibit lobate grain boundaries and polycrystalline ribbons with aspect ratios of 1:7 (Fig. P1.6c). Evidence of intracrystalline deformation, such as undulose extinction, deformation bands, subgrains, new grains and lobate grain boundaries are consistent with subgrain rotation (SGR) and grain boundary migration (GBM) recrystallization (e.g., Stipp et al., 2002a, b). Garnet porphyroblasts, reaching up to 5 mm in diameter, show quartz inclusions and recrystallized quartz in pressure shadows areas (Fig. P1.6d). Phyllosilicate minerals distributed in the matrix along S-C foliation planes show undulose extinction and kink bands. Plagioclase grains show undulose extinction and deformation twins (Fig. P1.6e and f). Undulose extinction is also present in amphibole grains.

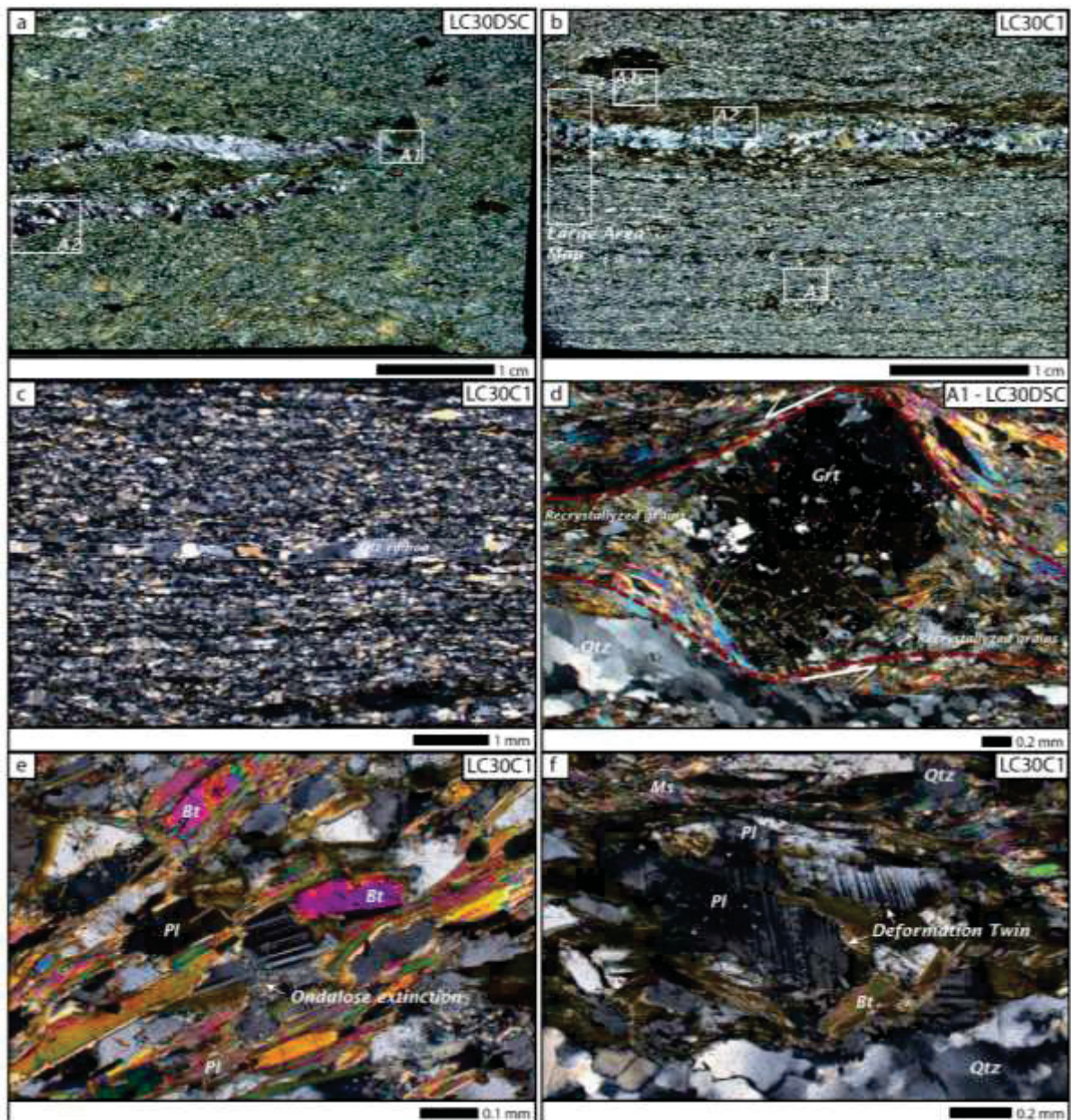


Figure P1. 6 – Microstructures of rocks from rocks of the G2. a) Thin section scan from schists (sample LC30DSC) with selected areas for EBSD analysis; b) Sample LC30C1 thin section photography with areas analysed on EBSD in evidence; c) Garnet grain and pressure shadow area with recrystallized quartz grains indicating sinistral sense of shear; d) Quartz ribbon on sample LC30C1; e) Plagioclase crystal with undulose extinction and deformation twins; f) Plagioclase crystal showing deformation twins.

4.2 Crystallographic preferred orientation (CPO)

Quartz crystallographic orientations were measured in all samples from the two groups (G1 and G2). The selected EBSD areas are shown in the Figures P1.5f and P1.6a, b and the pole figures (PF) and inverse pole figures (IPF) are presented in Figure P1.7. All PF were

calculated from ODF (orientation distribution function), show foliation aligned East-West, and they all represent X-Z sections of the strain ellipsoid.

4.2.1 Group 1 (G1) quartz crystallographic orientation

Samples from G1 display J-index values ranging from 4.5948 to 6.6390, and M-index from 0.1458 to 0.1876; sample LC64B has the highest values of fabric intensity, while sample LC09h has the lowest. PF from samples LC09H and LC59 show quartz c-axis close to the pole of the foliation (Z) and $\langle a \rangle$ axis with weak concentrations close to X, consistent with basal $\langle a \rangle$ slip and sinistral sense of shear (Fig. P1.7). Poles to $\{m\}$ planes are distributed along great circles with weak maxima close to X (LC09H) and Y (LC59) (Fig. P1.7). Rhomb planes $\{r\}$ and $\{z\}$ show a quite spread distribution but weak maxima close to Z and X, and at high angle to X are observed.

Sample LC64B displays $\langle c \rangle$ axis distributed along a broad great circle that runs from northwest to southeast, with a small circle maximum oblique to X (Fig. P1.7). $\langle a \rangle$ axis and poles to $\{m\}$ show a similar texture that define a broad great circle, which runs from northwest to southeast.

G1 IPF figures for X and Z directions are mainly concentrated close to $\{m\}$ and $\langle c \rangle$, respectively. Otherwise, IPF for sample LC64B displays a slight cluster between $\{m\}$ and $\{r\}$ for X direction, and a gentle tendency of concentration around $\langle a \rangle$ for Z direction.

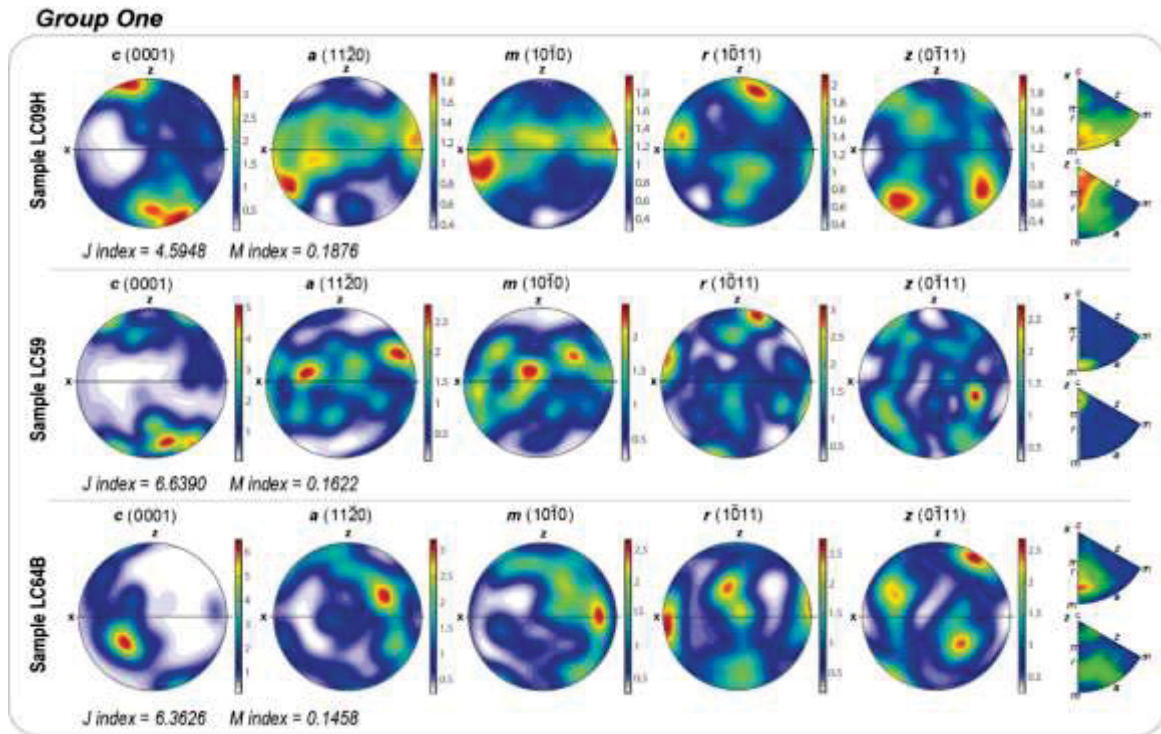


Figure P1. 7 - Quartz crystallographic orientations for rocks from G1. Pole and Inverse pole figures (IPF). Pole figures are represented at lower hemisphere equal-area projections. IPFs are represented for X and Z directions.

4.2.2 Group 2 (G2) quartz crystallographic orientation

Samples from G2 show fabric intensity indexes higher than G1. The highest values are $J=20.9523$ and $M=0.4164$ (LC30DSCA2) and the lowest are $J=3.3661$ and $M=0.0759$ (LC30C1 – A3). On average, other analysis range from $J = 9.9885$ and $M=0.1419$ (LC30C1 – A1) to $J=11.9175$ and $M=0.38862$ (LC30DSC – A1).

The two areas (A1 and A2; Fig. P1.6a) selected for EBSD analysis on sample LC30DSC display similar textures (Fig. 8). $\langle c \rangle$ axes define small circles distribution located at $\sim 30^\circ$ to Z, consistent with sinistral sense of shear and basal $\langle a \rangle$ slip. $\langle a \rangle$ and poles to $\{m\}$ are distributed along girdles normal to $\langle c \rangle$. Poles to rhomb $\{r\}$ define a cleft girdle distribution according to Lister and Hobbs (1980) classification. Poles to rhomb $\{z\}$ define a crossed girdle for area A1 and three scattered maxima for area A2. IPF figures for this sample are concentrated around $\{m\}$ and $\langle a \rangle$ for X direction, and around $\langle c \rangle$ and $\{m\}$ for Z direction for areas A1 and A2, respectively.

Four areas were selected on sample LC30C1 (A1, A2, A3 and Large Area Map; Fig. P1. 6b). Quartz from Area A1 display $\langle c \rangle$ axis distributed along a single narrow girdle that runs from northwest to southeast suggestive of sinistral kinematics (Fig. P1.8). Poles to $\{m\}$ and

$\langle a \rangle$ exhibit similar texture with spread maxima that define few main concentrations close to X and at $\sim 30^\circ$ to X, respectively. Poles to rhomb $\{r\}$ characterize a single narrow girdle that runs from north to south and a small circle close to X. Poles to rhomb $\{z\}$ define a north-south cleft girdle.

Quartz from Area A2 show $\langle c \rangle$ axis distribution at small circles at $\sim 30^\circ$ to Z suggesting sinistral sense of shear and basal $\langle a \rangle$ slip (Fig. P1.8). $\langle a \rangle$ axis and poles to $\{m\}$ are distributed along great circles normal to $\langle c \rangle$ axis. Poles to $\{r\}$ are spread distributed but one can observe two weak maxima at $\sim 20^\circ$ to lineation.

Quartz from Area 3 display $\langle c \rangle$ axis distributed along a broad girdle that runs from northeast to southwest, indicative of dextral sense of shear (Fig. P1.8). $\langle a \rangle$ and poles to $\{m\}$ have similar texture with spread distribution, although small maxima close to X can be observed. Poles to $\{r\}$ present a spread distribution with three weak concentrations close to X and Z. Poles to $\{r\}$ define a broad cleft girdle.

IPF distribution for G2 show a tendency of concentrations between $\{m\}$ and $\{r\}$ planes close to X direction and some concentration of $\langle c \rangle$ and $\{m\}$ close to Z direction.

Quartz crystallographic fabric from Large Area Map display shows J-index = 3.4765 and $M = \text{index} = 0.1136$ (Fig. P1.8). $\langle c \rangle$ axis are distributed along a single broad girdle that runs from north to south. Poles to $\{m\}$ and $\langle a \rangle$ axis show a rather scattered distribution with weak concentrations around X. Poles to rhomb planes are also scattered, but some weak concentrations can be observed, such as close to X and around Y for $\{r\}$ poles. Poles to $\{z\}$ defines a sort of broad cleft girdle.

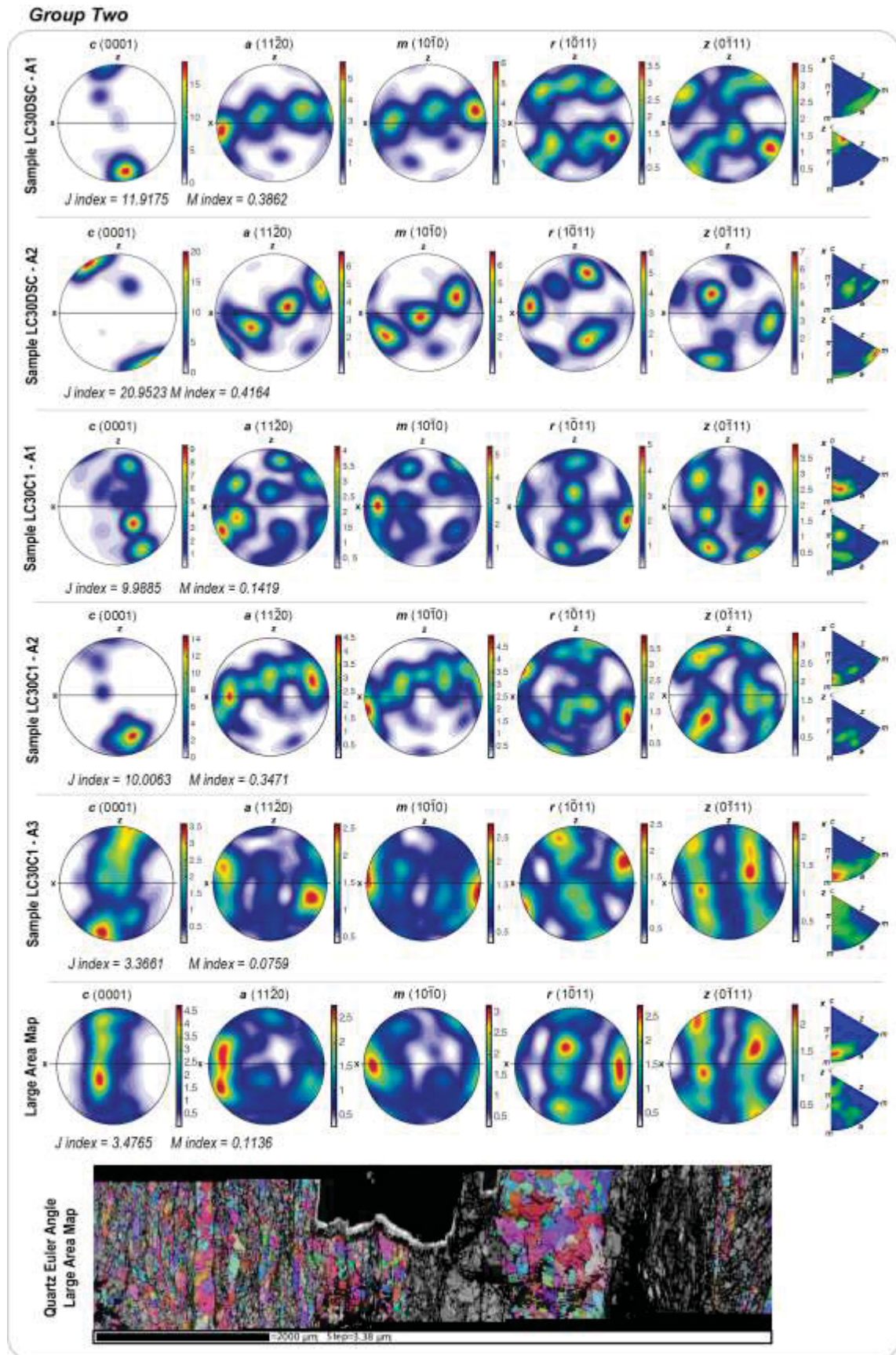


Figure P1. 8 – Quartz crystallographic orientations for rocks from G2. Pole and Inverse pole figures (IPF). Pole figures are represented at lower hemisphere equal-area projections. IPFs are represented for X and Z directions. Euler orientation map for large area map.

4.3 Grain size distribution (GSD)

Quartz from quartzites from G1 have similar grain size distribution, with >75% of grains having less than 5 μm diameter (Fig. P1.9). A secondary concentration occurs at the size of $\sim 7 \mu\text{m}$. A third expressive concentration occurs at $\sim 13 \mu\text{m}$. Quartz grain size distribution from the mylonitic granite shows two main peaks of concentration at 2 and $<10 \mu\text{m}$. Two secondary peaks $<25 \mu\text{m}$ are also observed.

Quartz GSD from schists from G2 display main concentration of sizes ($< 10 \mu\text{m}$) between 25 and 75% (Fig. P1.9). Sample LC30DSC (Area 1) has the most different grain size distribution pattern, with some grains reaching up to 117 μm . For all the other samples most grains (75%) have sizes $< 5 \mu\text{m}$. Small peaks up to 15% of grain with sizes up to 20 μm are also observed. 5% of grains display sizes that reach $\sim 50 \mu\text{m}$ (Fig. P1.9).

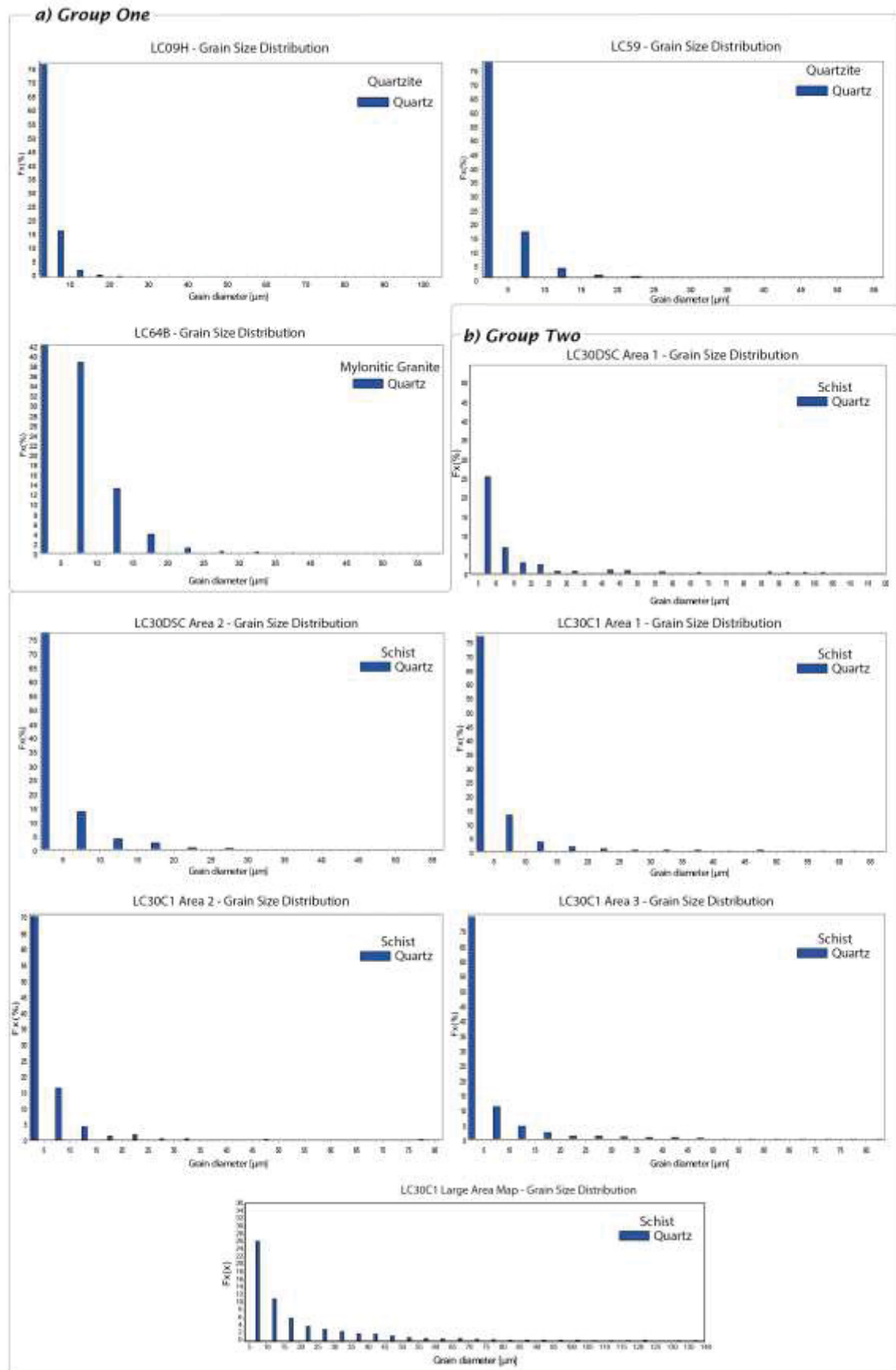


Figure P1.9 - Grain size distribution for quartz grains for samples from G1 and G2.

4.4. Misorientation angle distribution

The misorientation axis/angle pair data for quartz grains are represented in frequency histograms for G1 and G2 of samples are shown in Figure P1.10. The angle of misorientation is considered to be the angle between one crystal lattice orientation and its neighbour, and can be expressed by a rotation axis and rotation angle (Wheeler, 2001). The misorientation histograms were plotted from the mean grain orientation for grain segmentation with a minimum misorientation angle of 2° . Misorientation analysis of grain boundaries were performed for uncorrelated (random pairs) and correlated (neighbour pairs) distribution of angles and axes.

G1 samples show a bimodal distribution of misorientation angles with a sharp peak at $\sim 60^\circ$, indicating the presence of Dauphiné Twinning (Menegon, 2011; Wenk, 2011), and a secondary peak at $<15^\circ$, which suggest the presence of subgrains (Stipp, 2002a; Fig. P1.10).

G2 samples also show a bimodal distribution, with strong peak at 60° and representative concentrations between $5\text{-}10^\circ$ (Fig. P1.10; Samples LC30 DSC; LC30C1 Area 1). However, Areas 2 and 3 from sample LC30C1 do not show any representative distribution along the $5^\circ\text{-}20^\circ$ interval, only at 60° .

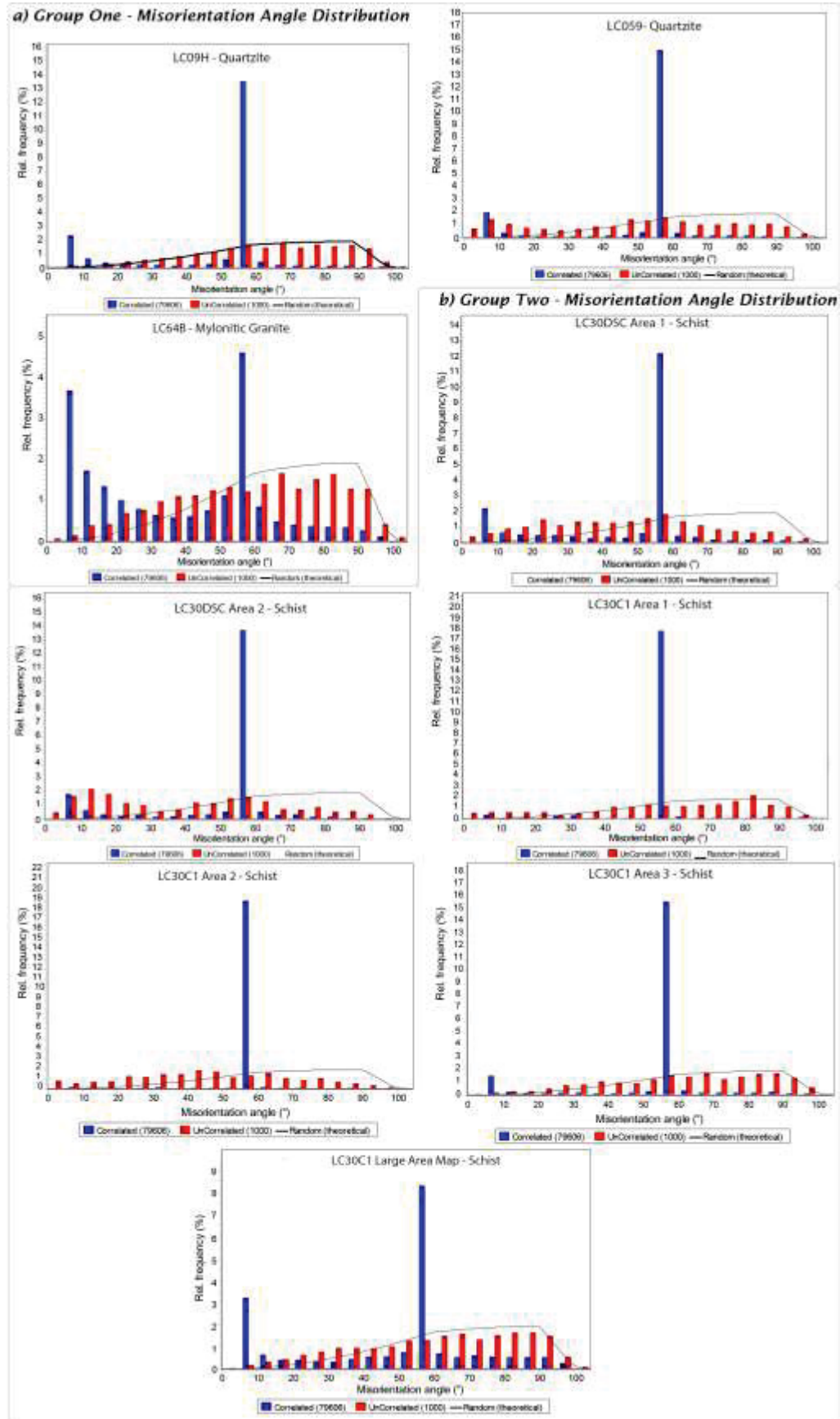


Figure P1. 10 - Misorientation angle distribution histograms for samples from G1 and G2

5 DISCUSSIONS

Microstructural observations between two groups of rocks (G1 and G2) in the Lancinha Shear Zone display three main characteristics: (1) intense grain size reduction (up to 75% of recrystallized grains $<10\ \mu\text{m}$ in size; Fig. P1.9), (2) anastomosing foliation and S-C fabric (Figs. P1.4 and P1.5), and (3) kinematics indicators consistent with sinistral sense of shear (Figs. P1.4, P1.5 and P1.6). Quartzite and mylonite from group G1 display old grains surrounded by smaller ($<10\ \mu\text{m}$) recrystallized grains, with indications of bulging recrystallization (Figs. P1.5h and 11d). The presence of a few recrystallized grains with sizes $>10 - 25\ \mu\text{m}$ in these rocks suggest that subgrain rotation recrystallization also contributed to the process of grain size reduction. Schists from group G2 show S-C fabric consistent with sinistral sense of shear, garnet porphyroblasts with recrystallized quartz in pressure shadows and biotite fish, all suggestive of sinistral shear (Figs. P1.4 and P1.6), aggregates of deformed plagioclase that exhibit deformation twins (Fig. 6e and f), quartz grains with sizes up to $\sim 120\ \mu\text{m}$ with only a small percentage (25%) of grains $< 10\ \mu\text{m}$ in diameter (Fig. P1.9, sample LC30DSC - Area 1), and significant evidence of subgrain boundaries and grain boundary migration recrystallization (Fig. P1.11).

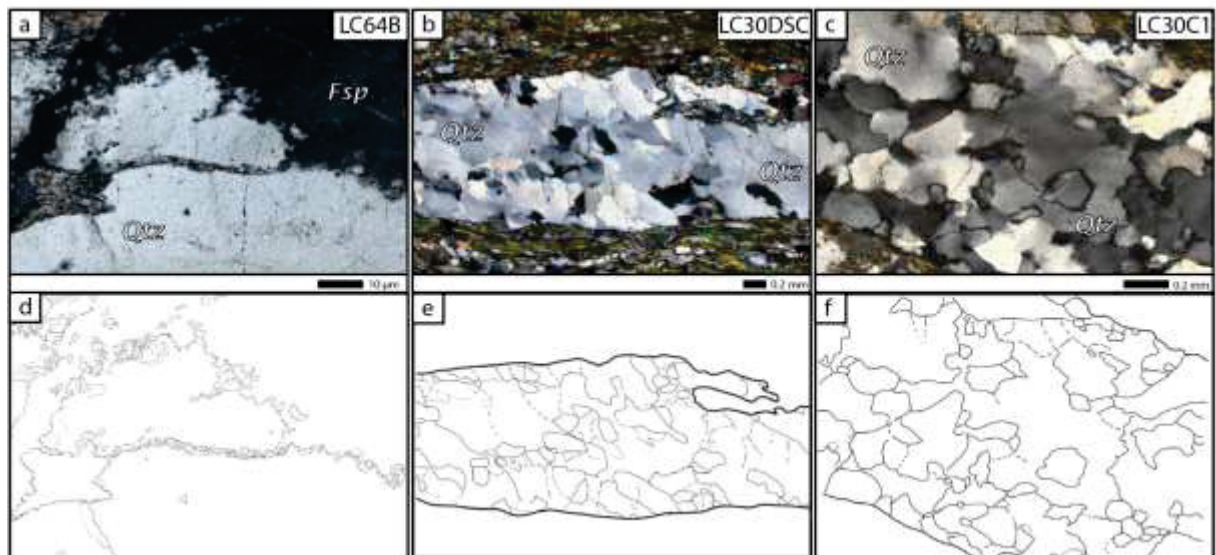


Figure P1. 11 - Photomicrographs of sample LC64B from G1 and samples LC30DSC and LC30C1 from G2, and respective sketches displaying an evolution of the microstructure towards the north of the shear zone.

Samples from both G1 and G2 groups display evidence of plastic deformation of quartz, such as undulose extinction, deformation bands, subgrains and new grains. Quartz from G1

show a strongly flattened shape consistent with a substantial component of shortening across the shear zone. Furthermore, quartz from the mylonitic granite shows evidence of BLG recrystallization (Fig. P1.5 h and i) and occurs in association with fractured feldspar porphyroclast, indicating that for this group of rocks deformation took place at relatively low temperature conditions, probably greenschist facies. On the other hand, the association of quartz and plastically deformed plagioclase in G2 samples together with many kinematic indicators (e.g., rotated garnet porphyroblast and S-C structures) showing sinistral sense of shear suggest higher ($>500\text{ }^{\circ}\text{C}$) temperature conditions and a strong non-coaxial component of deformation. Such an association of deformation components point to strain partitioning, characteristic of transpressional regimes (e.g., Tikoff and Teyssier, 1994).

Texture analysis results, such as the concentration of $\langle c \rangle$ axes close to the Z direction (pole to foliation), plus the concentration of $\langle a \rangle$ axes parallel to X (the stretching lineation) suggest that the basal $\langle a \rangle$ slip is the dominant slip system in the G1 samples LC09H and LC59 (Fig. P1.7). This slip system is typical for quartzites deforming under low-temperature conditions (e.g., Schmid and Casey, 1986; Hirth and Tullis, 1992; Stipp, 2002), and suggestive of dislocation creep deformation mechanisms (Hirth and Tullis, 1992). Furthermore, the asymmetrical distribution of $\langle c \rangle$ axes (at $\sim 30^{\circ}$ anticlockwise from Z) indicates sinistral sense of shear and accommodation of a non-coaxial component of deformation in the quartzites, in addition to the shortening. Activation of rhomb $\langle a \rangle$ slip may also have occurred, as there is some concentration of poles to $\{r\}$ close to Z (Toy et al., 2018). It is difficult to infer slip systems from quartz texture in mylonitic granite (sample LC64B), but we can point to a slip over rhomb $\{z\}$ planes.

Fabric intensity from quartz schists from G2 is higher than from G1, with the J-index ranging from 3.3661 to 20.9523 and the M-index ranging from 0.0993 to 0.4164. Small-circles defined by quartz $\langle c \rangle$ axes are slightly oblique, in an anticlockwise sense, to Z (samples LC30DSC Area 1 and Area 2 and LC30C1 Area 2), suggesting activation of basal $\langle a \rangle$ slip and sinistral sense of shear (Fig. P1.7). Sinistral sense of shear can also be suggested by $\langle c \rangle$ axis distribution from sample LC30C1 Area 1. However, textural analysis for this sample shows quartz $\langle c \rangle$ distributed along a single girdle, which suggest the combination of multiple slip systems such as basal + rhomb + prism along the $\langle a \rangle$ direction. Such an interpretation of combination of multiple slip systems can also be inferred from quartz $\langle c \rangle$ axes fabric from sample LC30C1 Area 3 and LC30C1 Large Area Map. Nevertheless, the $\langle c \rangle$ axis distribution along a broad single girdle skewed $\sim 20^{\circ}$ clockwise with respect to Z (upper portion of

projection) in the former sample, suggests local dextral sense of shear, while a more symmetric distribution in the later can be related to a coaxial component of deformation.

The tectonic evolution of southern Ribeira Belt, principally concerning the Curitiba terrain, has been recently interpreted as the result of a polyphase deformation overprint (D1-D6 from 600 to 580 Ma; Faleiros et al., 2016). Such an interpretation, mainly based on inclusions pattern in porphyroblasts in relationship to the external foliation, and on development of each structure at a different time interval, is difficult to reconcile with an anastomosing interconnected shear zones system at a large-orogenic scale. Furthermore, inclusions pattern of porphyroblasts and consequently their classification into pre-, syn-, and postectonic is still not completely understood (e.g. Griera, 2013), mainly because it is not clear how different factors control porphyroblast rotation during progressive deformation. Examples of porphyroblast growth during non-coaxial deformation display curved inclusions trains that can be easily misinterpreted as an overgrown crenulation cleavage (e.g., Fossen et al., submitted).

The microstructural analysis presented here suggests that along the LSZ and correlated shear zones rocks were deformed accommodating both shortening and non-coaxial components of deformation. The quartzites from G1, for instance, show quartz $\langle c \rangle$ axis distribution compatible with non-coaxial deformation and flattened quartz grains consistent with shortening-derived fabric. Furthermore, schists from G2 display quartz texture mainly suggestive of sinistral shear, but a local dextral sense of shear could be inferred from quartz $\langle c \rangle$ axis distribution. Such a deformation scenario can be explained by a single-phase progressive deformation related at large-scale to transpression and strain partitioning (e.g. Fossen et al., submitted). In this kind of scenario simple shear (high-vorticity flow) is localized into narrow weak zones, such as shear zones, which separate domains of more coaxial (low-vorticity) deformation (e.g. Oldow, 1990; Tikoff and Teyssier, 1994). Local dextral kinematics could occur in a partitioned transpressional setting for several reasons, including local non-planarity of flow and temporal flow variations (Hudleston, 1999). In this sense, the anastomosing interconnected shear zones system from the Ribeira Belt that separates domain dominated by orthogonal shortening (fold and thrusts; e.g., Faleiros et al., 2016) would be the result of strain partitioning during transpression regime. Such transpressional deformation has been suggested further north, from geometrical construction along the Serra do Azeite shear zone in the Apiaí terrain (Dehler et al., 2007).

6 CONCLUSIONS AND REGIONAL IMPLICATIONS

We applied the SEM-ESBD technique to analyse the full crystallographic orientation of quartz grains in quartzites, mylonitic granite and schists intensely recrystallized during the development of the Lancinha Shear Zone anastomosing system. This study shows that:

- 1- Rocks were intensely recrystallized by BLG and SGR, and locally by GBM mechanisms. BLG and SGR seem to be the main recrystallization mechanisms responsible for grain size reduction;
- 2- The deformation at LSZ is mainly accommodated by dislocation creep, associated to SGR mechanisms in low-temperature conditions. Diffusion creep processes, associated to GBM mechanisms are less expressive and limited to one sample from G2;
- 3- The anastomosing geometry defined by interconnected shear zones observed at meso- and macroscale (Fig. P1.2) is registered at microscale as the occurrence of S-C foliation and anastomosing foliation associated to flattened quartz grains;
- 4- The analysis of a broad variation of shear sense indicators, such as biotite fish, S-C fabric and rotated porphyroblasts are indicative that the studied segment of the LSZ and correlated shear zones have a predominant sinistral sense of shear. Such kinematics is also inferred from quartz <c> axis distribution, which have asymmetric girdles rotated anticlockwise to Z (upper portion of projection);
- 5- The predominance of sinistral kinematic indicators, different from what has been shown in the recent literature (e.g. Faleiros, 2016), suggests that a more careful interpretation on kinematics and, consequently, tectonic evolution of such interconnected shear zone systems from Ribeira Belt should be taken into consideration, especially, considering strain partitioning under transpressional regimes.

7 ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by Brazilian National Council for research and Technology Development (CNPq) via processes number 443725/2014-4 and 305257/2014-5.

8 REFERENCES

- ALKMIN, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149 (2006) 43-64.
- CAMPANHA, A. G. C. 2002. O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. *Livre Docência - Universidade de São Paulo*, São Paulo.
- DE BRESSER, J.H.P., PENNOCK, G.M. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Geological Society of London Special Publication 200, pp. 171-190.
- DEHLER, N.M., MACHADO, R., FASSBINDER, E., 2007. Shear structures in the Serra do Azeite Shear Zone, southeastern Brazil: transtensional deformation during regional transpression in the central Mantiqueira province (Ribeira Belt). *J. S. Am. Earth Sci.* 23, 176e192
- FALEIROS, F. M. 2012. Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000 / Faleiros, Frederico Meira ... [et al.] – São Paulo: CPRM, 2012. 107 p.: il. Color + DVD.
- FALEIROS, F. M. 2013. Geologia e recursos minerais da folha Eldorado Paulista – SG.22-X-B-VI, estado de São Paulo, Escala 1:100.000 / Frederico Meira Faleiros ... [et al.] – São Paulo: CPRM, 2013.128 p.: il. color.
- FASSBINDER, E.; SADOWSKI, G. R. & FIORI, A. P. 1994. Modelo de Riedel aplicado no Lineamento Lancinha, no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, V. 42, 173-184, 1994.
- FIORI, A. P., 1985. A Falha da Lancinha no Pré-Cambriano Paranaense: Reflexo de uma Falha Profunda? *Boletim Paranaense de Geociências* 36:03–14.
- FOSSEN, H. 2016. *Structural geology*, 2nd edition. Cambridge.
- FOSSEN, H., CAVALCANTE, G.C.G., Vizeu, R.L., Archanjo, C. Deformation – progressive or multiphase? Submitted to JSG.
- GRIERA, A., LLORENS, M.-G., GOMEZ-RIVAS, E., BONS, P. D., JESSELL, M. W., EVANS, L. A. & LEBENSOHN, R. 2013. Numerical modelling of porphyroclast and porphyroblast rotation in anisotropic rocks. *Tectonophysics* 587, 4-29.
- HEILBRON, M.; MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, v 155 87-112.
- HOBBS, B., MÜHLHAUS, H.-B., Ord, A., 1990. Instability, softening and localization of

- deformation. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 54 (1), 143–165.
- HUDLESTON, P., 1999. Strain compatibility and shear zones: is there a problem? *Journal of Structural Geology*, 21: 923-932.
- JAMES, D. E. & ASSUMPÇÃO M. 1996. Tectonic implications of S-wave anisotropy beneath SE Brazil. *Geophys. J. int.* (1996)126, 1-10 .
- LISTER, G.S. AND HOBBS, B.E., 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, 2, 227-247.
- MENEGON, L., PIAZOLO, S., PENNACCHIONI, G. 2010. The effect of Dauphiné twinning on plastic strain in quartz. *Contrib Mineral Petrol* DOI 10.1007/s00410-010-0554-7.
- OLDOW, J. S. 1990. Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *Geology* 18, 991-994.
- PASSARELI, C. R.; BASEI, M. A. S.; WEMMER, K.; SIGAJR, O.; OYHANTÇABAL, P. 2011. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences*, v 100, 2, pp 391-414.
- POIRIER, J.P., 1980. Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *J. Struct. Geol.* 2, 135–142.
- SADOWSKI, G.R., 1991. A megafalha de Cubatão no Sudeste Brasileiro. *Boletim IG-USP. Serie Científica* 22, 15-28.
- SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R.; HARTAMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, v 136 (2005) 203-240.
- SILVA, M. E. 1981. Análise estrutural das faixas ectiníticas associadas ao falhamento de Cubatão entre as regiões de Juquiá e Pedro de Barros - Estado de São Paulo. São Paulo, 118p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R., SCHMID, S.M., 2002a. The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *J. Struct. Geol.* 24, 1861-1884.
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R., SCHMID, S.M., 2002b. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. In: De Meer, S., Drury, M.R.,
- TIKOFF, B. & TEYSSIER, C. T. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology* 16, 1575-1588.
- WENK, H-R., JANSSEN, C., KENKMANN, T., DRESEN, D. 2011. Mechanical twinning in

quartz: Shock experiments, impact, pseudotachylites and fault breccias. *Tectonophysics* 510 (2011) 69–79.

3.3 ARTIGO 2

THE USE OF MOBILE ELECTRONIC DEVICES IN MAPPING OF AN ANASTOMOSING SHEAR ZONE SYSTEM, SOUTHERN BRASIL

Conte, T.¹; Cavalcante, G.C.G.¹; Lagoeiro, L.E.¹; Fossen, H.^{1,2}; Silveira, C.S.¹; Santos, R.¹.

1 UFPR – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brazil; 2 UiB – University of Bergen, Bergen, Noruega.

ABSTRACT

The NE-SW trending Ribeira Belt displays an interconnected anastomosing shear zone system in its southern part. One of the main shear zones is the Lancinha Shear Zone, which is a strike-slip shear zone trending NE that extends over ~150 km separating the Apiaí and Curitiba terranes. The southern Ribeira Belt is limited to the north by the Paranapanema craton and to the south by the Luís Alves craton. The Ribeira Belt was formed as a result of the collision between the São Francisco, Congo and Paranapanema cratons during the amalgamation of west Gondwana at ~600 Ma. In this work we used the Apps FieldMove Clino, from Midland Valley for iPhones and Androids, and GisKit for *iPad*, developed by Garafa, to test their potential for geological mapping of a complex shear zone system. A total of 64 field outcrops were mapped along four cross-sections spread over the shear zone. Using FieldMove Clino structural data was collected focusing on planar and linear elements (faults, fractures and lineations) and outcrop-oriented pictures. After six days of fieldwork a robust structural and lithological database of high precision was fast acquired. It consists of approximately 440 foliation measurements, 72 mineral stretching lineation, 28 fracture planes and 25 bedding data. GisKit was used as a digital field notebook and GPS to localize and describe outcrop aspects, in addition to pictures containing spatial data. Such a robust database show that the use of Apps for geological mapping provides a high precision acquisition of lithological and structural data, a 3D spatial visualization in real time, and allow the users to generate a vigorous database during a short time period of fieldwork, decreasing, therefore, expenses.

Key-words: digital mapping, geological mapping, Ribeira Belt

1 INTRODUCTION

According to Collins English Dictionary, the word “geotechnology” means the application of science and technology in order to utilize the Earth’s natural resources”. A more accurate definition should include the *study* of the Earth and its geological processes.

The use of electronic mobile devices such as iPads, tablets, iPhones and smartphones on digital mapping is fairly recent (e.g., McCarthy, 2009). More recent works (Weng et al, 2012; Lee, 2013; Dong, 2014) have described the use of mobile applications as field mapping tools and, despite many advantages these applications can offer, its application on geological field mapping is not yet widely used. This recent awake to the use of mobile devices applied to geological mapping is reflected in the lack of publications. Thus, it is important to show how advantageous is the use of such devices, especially applied for geological mapping.

The combination of GPS, topography and geological maps, compass and field notebook tools in a single device reduce substantially the amount of equipment to carry on to the field, improving portability. The main advantages of the digital mapping include the possibility of collecting a higher amount of data with high accuracy in shorter amount of time, real time structural data visualization over geological and/or satellite images, taking geographic oriented outcrop pictures, big storage space and automatic data back up or sharing to a range of GIS platforms.

In this work, we focus on the user experience using the applications Field Move Clino and GIS Kit on geological mapping to demonstrate the practicality and reliability of such Apps.

2 GEOLOGICAL SETTING

The area mapped using mobile electronic devices is the Lancinha Shear Zone (LSZ), and correlated shear zones such as Ribeira, Morro do Agudo, and Figueira. The LSZ, located in the southern part of the Ribeira Belt (RB), is a NE-trending dextral strike-slip shear zone which extends over ~150km and separates the Apiaí and Curitiba terranes (Silva, 1981; James & Assumpção, 1996; Campanha, 2002) (Fig. P2.1). The RB was formed from the collision between São Francisco and Congo cratons during the Brasiliano orogeny in the Neoproterozoic. It is situated in the southern part of the Mantiqueira Province, a 200-400 km wide collision zone. Further south it involved the Kalahari, Rio de la Plata/Paranapanema and Luís Alves cratons, and its development is an important contribution to the assembly of the Gondwana

supercontinent (900 - 480 Ma) (Heilbron & Machado, 2003; Silva et al., 2005; Alkmin et al., 2006; Passareli et al., 2011). The RB is characterized by a series of dextral strike-slip shear zones trending NE-SW, with sinistral reactivations at the southernmost terranes (e.g., Fassbinder, 1994; Fiori, 1985). The studied area comprises three main tectonic domains limited by anastomosed shear zones: Apiaí, Curitiba and Luís Alves terranes which include low-grade metamorphic rocks of Neoproterozoic to Mesozoic ages from the Açungui Supergroup, gneiss-granitic rocks from basement nucleus Betara and Tigre (Cury, 2002), metamorphic units from Capiuru and Turvo-Cajati formations and gneiss basement rocks from Atuba Complex. The Luís Craton Terrane is represented by cratonic gneiss-granulitic rocks of Arquean age. Subordinately, carbonate rocks from the Capiuru Formation and Serra das Andorinhas sequence, and of diabase dykes from the Votuverava Group occur (Faleiros, 2012; Faleiros, 2013).

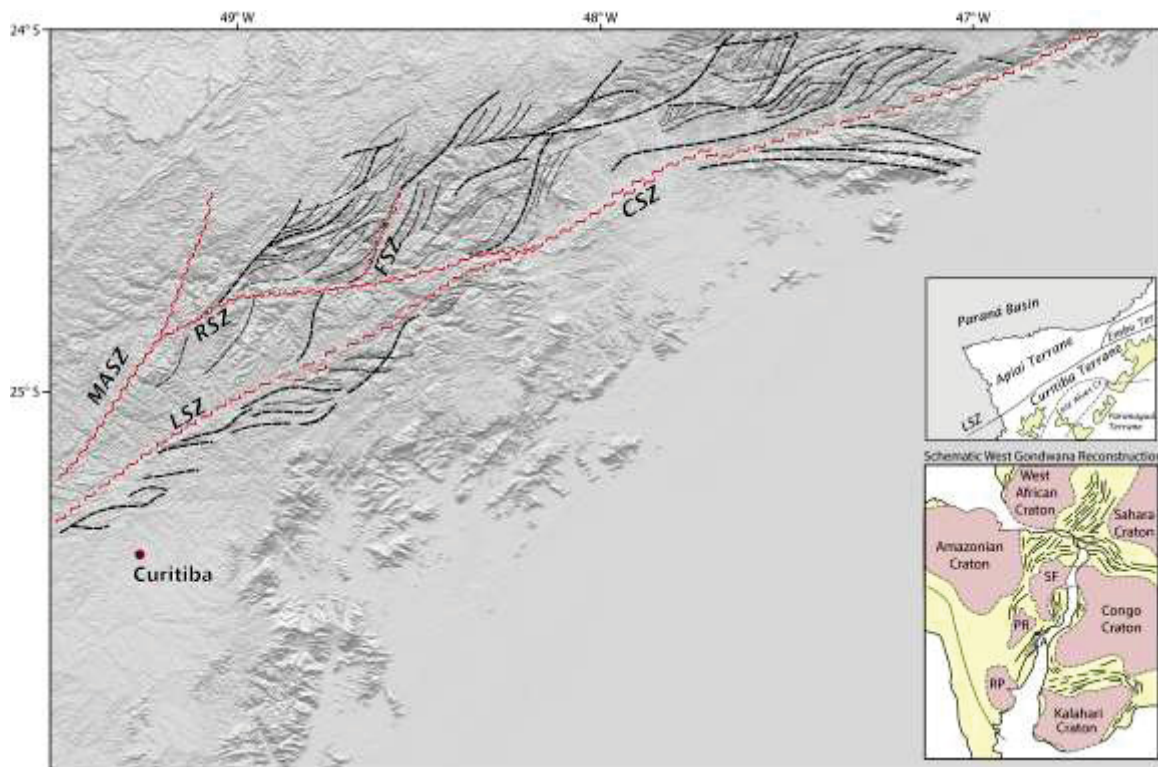


Figure P2. 1 - Digital elevation model image showing the main shear zones located in southern Ribeira Belt that characterize an anastomosing pattern. MASZ - Morro Agudo Shear Zone; RSZ - Ribeira Shear Zone; FSZ - Figueira Shear Zone; LSZ - Lancinha Shear Zone; CSZ - Cubatão Shear Zone. Image source: INPE Topodata. In the lower right corner the separation of main terrains, and the West Gondwana reconstruction.

At the field, the LSZ is characterized by a narrow (~200m) zone of sheared rocks. Generally, the rocks show steeply dipping foliation trending NE to E-W with higher metamorphic grade towards the shear zone centre. Monocline folds, slickenlines, S-C structures and mineral stretching lineations often occur. The main lithology observed are schists,

quartzites, mylonitic granite and metasedimentary rocks. These rocks belongs to Iporanda and Capiru Formations and to Lajeado and Votuverava Groups.

3 APPS METHODS

In this work we used GIS Kit© and FieldMove Clino Apps for structural and lithological collection along the LSZ and correlated shear zones in southern Ribeira Belt. GIS Kit was used as a digital field notebook for register localities (feature classes in the App), describe outcrops and take pictures. FieldMove Clino was chosen among a series of applications Novakova and Pavlis (2017) to collect structural data. Both FieldMove Clino and GISKit offer online support and tutorials freely available for users.

Lee et al., (2013) and Allmendiger (2017) describe the basics of planar data collection for the use on smartphones and iPhones. Detailed information about how the data acquisition works on Field Move Clino is available at the application user guide online (https://www.mve.com/media/documents/FieldMove_Clino_iPhone_User_Guide.pdf) and at YouTube websites provided by Midland Valley (<https://www.youtube.com/watch?v=K3a6AvbVWgQ>; <https://www.youtube.com/watch?v=29cFDZ8Azzc>; <https://www.youtube.com/watch?v=-ES2YMuiXiE>; <https://www.youtube.com/watch?v=mPIVMNH4I2Q>; <https://www.youtube.com/watch?v=gtxD9-mvzcs>) .

3.1 GIS Kit

GIS Kit is essentially a mapping application developed by Garafa© (<http://garafa.com/wordpress/all-apps/gis-pro>) available only for devices with iOS operational systems. It uses WGS84 as native datum but other datums are available upon searching.

Within the GIS Kit application is possible to download satellite images and/or a terrain map containing elevation data for navigating (Fig. P2.2a and b). For the offline use, the available maps should be downloaded prior to the field trip (in this case it is necessary to have an equipment with GPS dedicated chip included). It also has tools to add features to a chosen area. These features can be lines or polygons. Using this tool the Lancinha Shear Zone trace

was drawn on Giskit screen on the elevation map during the fieldwork, while we were still checking sheared rocks, i.e., on real map time (Fig. P2.2b).

It allows the user to classify points differentiated by colours and symbols inside each project, providing easy distinction between points of outcrops, of geological interest (determined previously on satellite images within the App), of hotels, of observations, and whatever it is necessary (Fig. P2.2c). Each point can have a related description and pictures attached to spatial coordinates. In our case, we used this annotation tool to describe rocks types, geological features and rock composition, for example. Pictures taken at each point record the location and can be accessed at the details of an individual point (Fig. P2.2d).

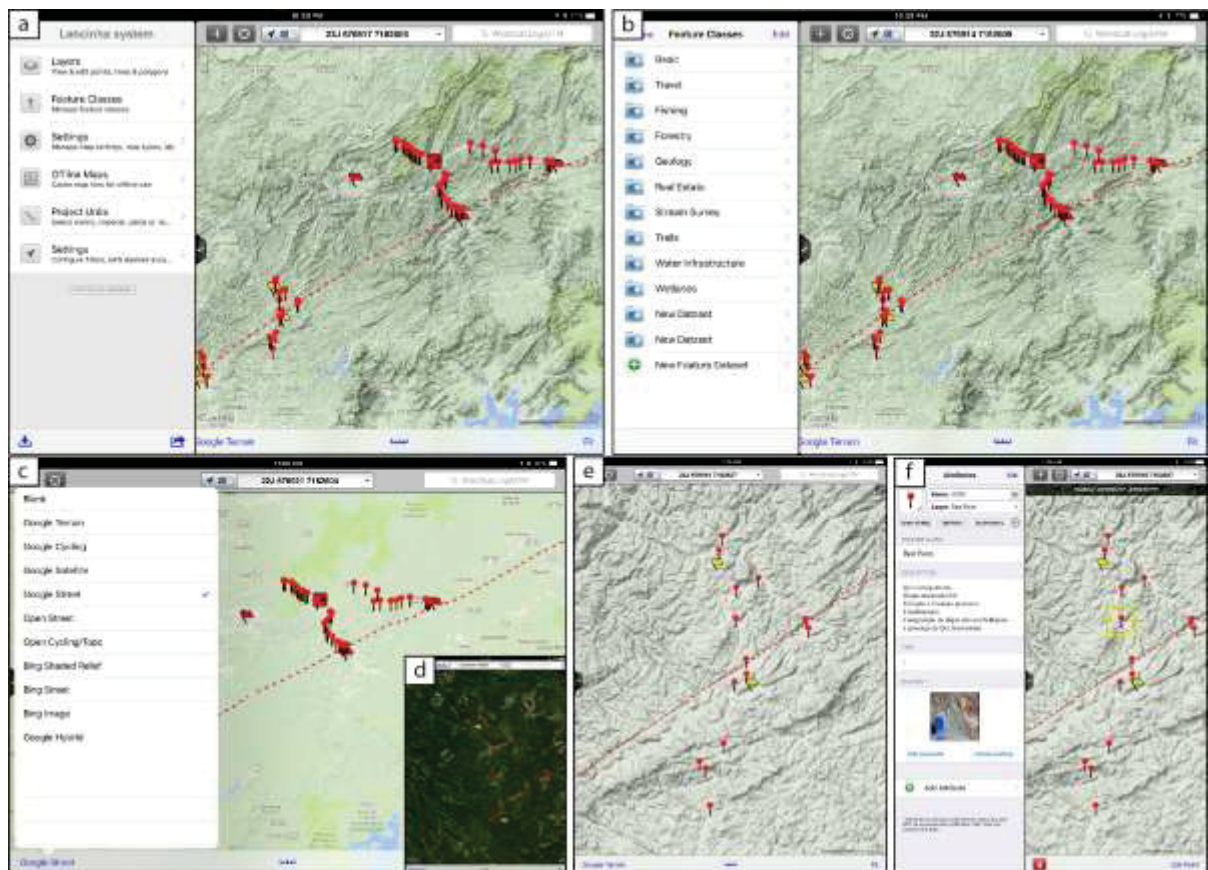


Figure P2.2 - GIS Kit application screenshots. a) Navigation panel at the left hand side to navigate in the app; b) Navigation panel to show the range of features that can be drawn over the base map and terrain map with shear zones highlighted (dashed lines) and location of visited outcrops; c) Navigation panel display the map database that the user can pick to use and work offline; d) Satellite image from the study area downloaded into the App for off-line use; e) Points classified according to type: red pins represent field localities, and yellow flags represent possible outcrops area inferred from satellite image; f) Field locality attributes of the highlighted locality on the map (yellow box), outcrop description and attached pictures.

Among the main advantages of GisKit use it is important to mention the good map performance, the possibility of work in multiple projects simultaneously, accurate drawing tools

and offline work. And not less importantly, the easy import and export data tools compatible with, .xlsx and .kmz formats (Fig. P2.5).

3.2 FieldMove Clino

FieldMove Clino is an application developed by Midland Valley Exploration© (<http://www.mve.com/digital-mapping>) mainly for structural data collection. One of its main advantages is that it is available to use on both iOS and Android operational systems at no cost. The access for features, such as stereo plots and export .kmz files, requires the user to buy a premium license of the application that cost 5 dollars so far. This is a user-friendly app and as for GIS Kit, it works offline on equipment's that have a GPS dedicated chip and download the map from the study area is highly advised.

Field data collection focused on linear and planar structures (S-C type structures (Fig. P2.3a), fold hinges and fold axis (Fig. P2.3b), crenulation axes (Fig. P2.3c), lineation (Fig. P2.3d and e), cleavage planes (Fig. P2.3f) and faults). To avoid any possible errors on measurements a measurement of structures using a Brunton compass was collected to each outcrop for comparison. All data collected using FieldMove Clino had a good correlation with the traditional compass.

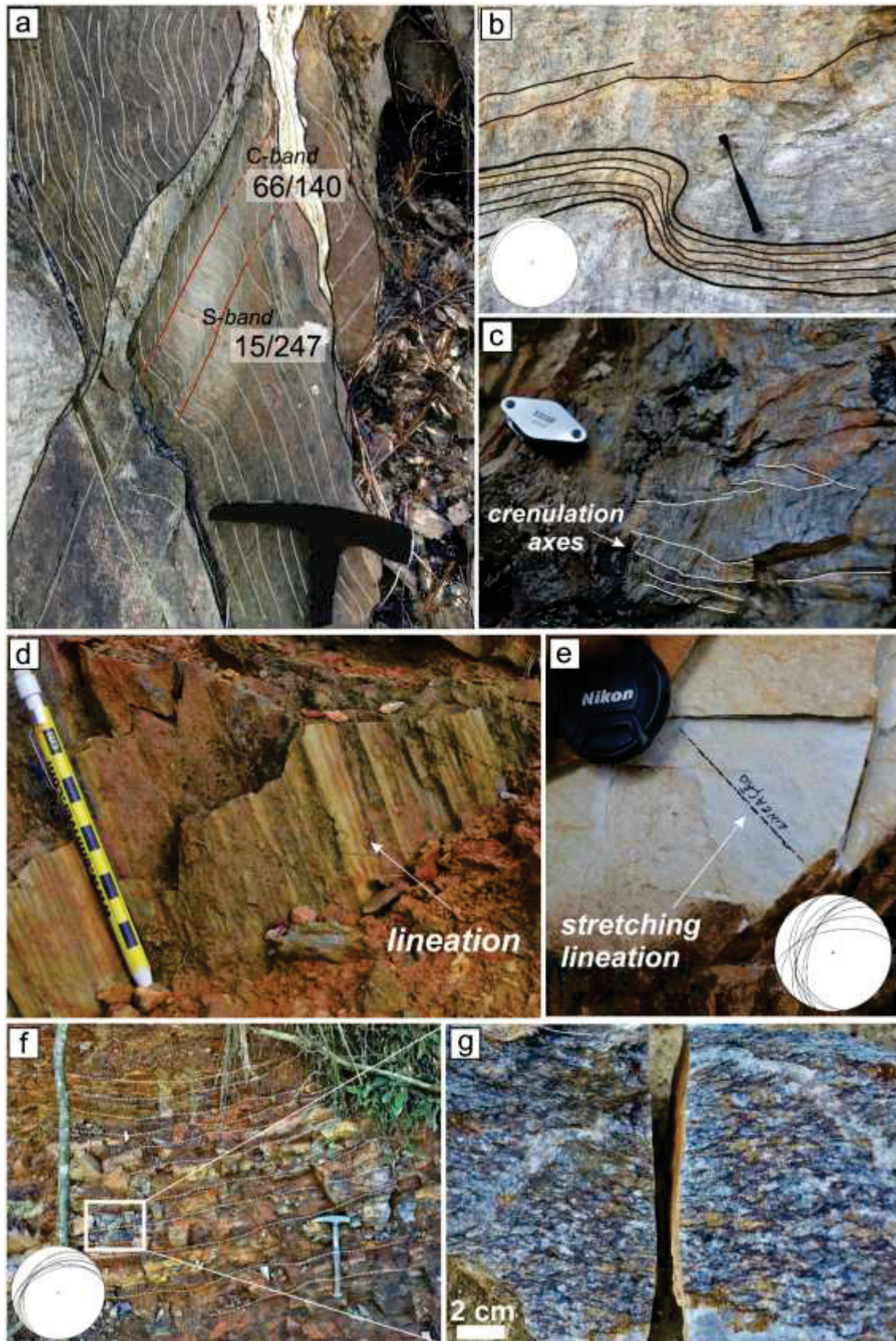


Figure P2.3 - Examples of structures measured using FieldMove Clino application; a) S-C foliation; b) Monocline fold; c) Axes of crenulation folds; d) Mineral and e) stretching lineation; f) Bedding and; g) mylonitic foliation.

Prior to start measurements, create a new project and check if the measurements are plotted at the correct location (Fig. P2.4a); within the project, you can nominate and pick a colour for which rock type, as you wish (Fig. P2.4b). After that, choose the type of structure (planar or linear) you will be collecting data (Fig. P2.4b). If a desired specific type of structures is not available, you can create a specific one by clicking on the setting symbol, and renaming the previously selected structure type in the Notes&Images window. Typical types of structures are separated by Plane data types and Line data types. Plane data types refer to cleavage, bedding, joint, faults, plane type 1, plane type 2, etc. Line data types refer to fold axis, lineation, slickenside, mineral, line type 1, line type 2, etc. After create lithology unit and choose the type of structure you should select “locality” and click on “+” symbol to add a new one. Then place your smartphone at the right surface and touch the screen to freeze the data, then click on save to add the data into the project library; an icon that represents your structure will be added at your base map (Fig. P2.4d). When plotting stereograms you can apply a series of filters to evaluate trends. It is possible to represent a specific point, a specific rock unit or one type of structure (Fig. P2.4f and g). It is also possible to attach notes to each measurement, and take geographically oriented pictures (Fig. P2.4e).

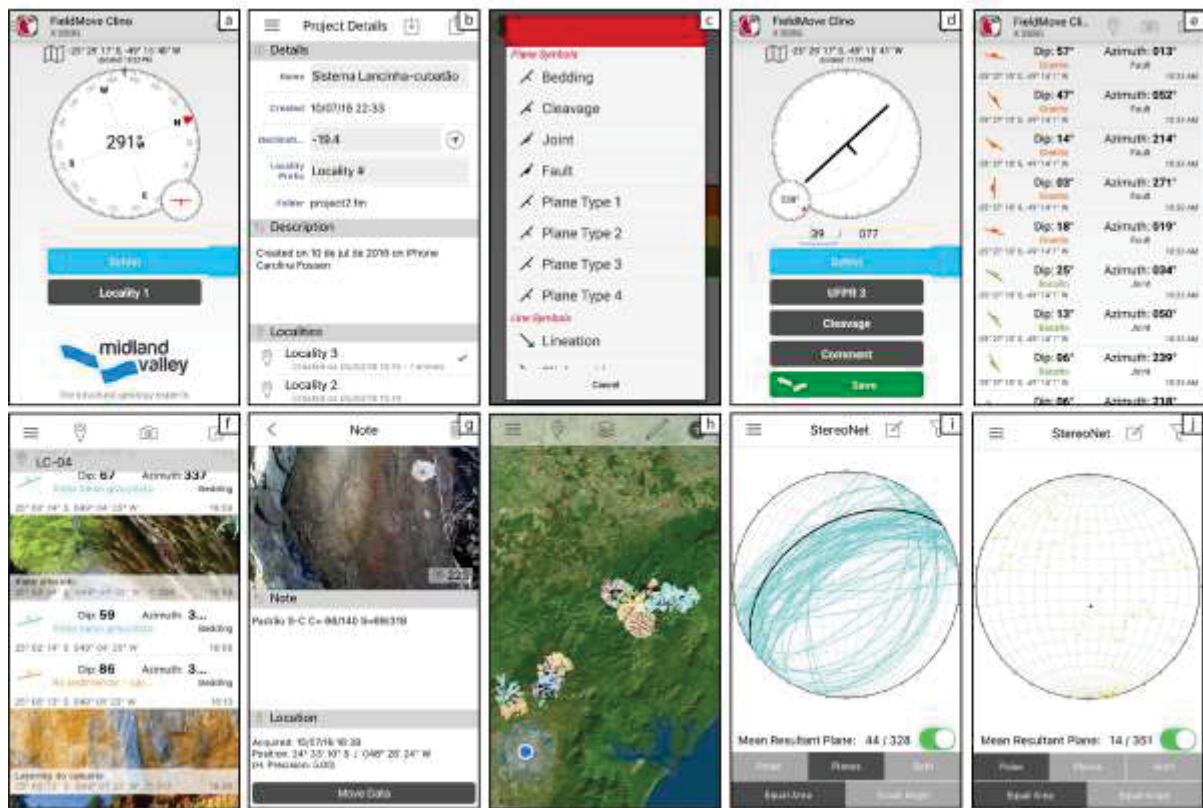


Figure P2. 4 - Series of screenshots from FieldMove Clino App using an iOS operational system. a) Main application screen displays azimuth, rock type and project location; b) Project details screen shows detailed data as project name, location coordinates, magnetic declination and a description of the project; c) Library of structural data to choose the type of structure; d) Data collection screens shows measured structure, rock type (schist), location and type of structure (cleavage); e) Structural library of a chosen project shows structure information as well as locality, time of acquisition and rock type; f) Notes and images screen library displays structural data and attached pictures; g) Comment tab to add desire information to a specific data point and oriented picture; h) Map view of collected structural data and spatial distribution; i) Stereoplot showing planes foliation from schists; j) Stereoplot showing poles to planes of foliation from metasedimentary rocks.

4 ADVANTAGES AND ACCURACY

The major question when using digital devices to collect structural data at the field is how accurate and reliable the resulting data will be. At this work we chose to use only iPhones, operating with iOS system to avoid imprecisions because, as tested by Allmendinger et al. (2017) and Novakova and Pavlis (2017), iOS devices have better performance and stability when compared to Android devices, mainly when it comes to azimuth accuracy. FieldMove Clino developer, Midland Valley, has stated the same result. Although iOS devices are more sensitive to magnetic interferences and thus, using metal belts, watches and coins are not advised (Allmendinger, 2017).

Allmendier et al. (2017) have also shown that the reliability of iOS devices is more accurate than manual compasses measurements mainly because the higher (Table 1) amount of data collection at one area work statistically reduces errors. In this sense, it is also important to note that traditional compasses measurements have disadvantages and are highly subjected to human error.

Structure Type	Amount of measurements
<i>Cleavage</i>	440
<i>Lineation</i>	72
<i>Fractures</i>	28
<i>Bedding</i>	25

Table 1 – Amount of data collected during the geological mapping along shear zones from the Ribeira Belt for each type of structure.

Another advantage that is worth mention when it comes to comparing conventional compasses is the cost. Despite most of the applications have a limited amount of tools freely available and require you to purchase a premium version, in order to use its more advanced tools, considering that probably the majority of students and geology related employees have a smartphone, it would still be cheaper for a university or company to invest on licences for Apps, than buying expensive compasses. Furthermore, the GIS software FieldMove for computers, also developed by MidlandValley and fully compatible with FieldMove Clino, offers university free licences. Considering all the field equipments, such as GPS, photo cameras, field notebook and compass that can be replaced by a single electronic mobile dispositive, it is worth the cost of investing on digital mapping application licences. Not only reducing the amount of equipment, the faster data acquisition can substantially reduce cost by reducing the time that geologists need to spend at the field collecting data.

The use of digital Apps also save time prior and post field trip. Downloading satellite images onto the iPad or mobile phone and selecting point of interest is considerably faster than using printable aerial photographs to select possible outcrops. Drawing structures directly over the digital database and being possible to edit its features at any time directly in a GIS software is another great advantage. The ability of import spreadsheets of field data directly into a GIS software (Fig. P2.5a) or, the possibility of attaching field pictures to a specific point (locality) (Fig. P2.5b) also facilitates to recheck the information at any time on Google Earth software in a faster way.

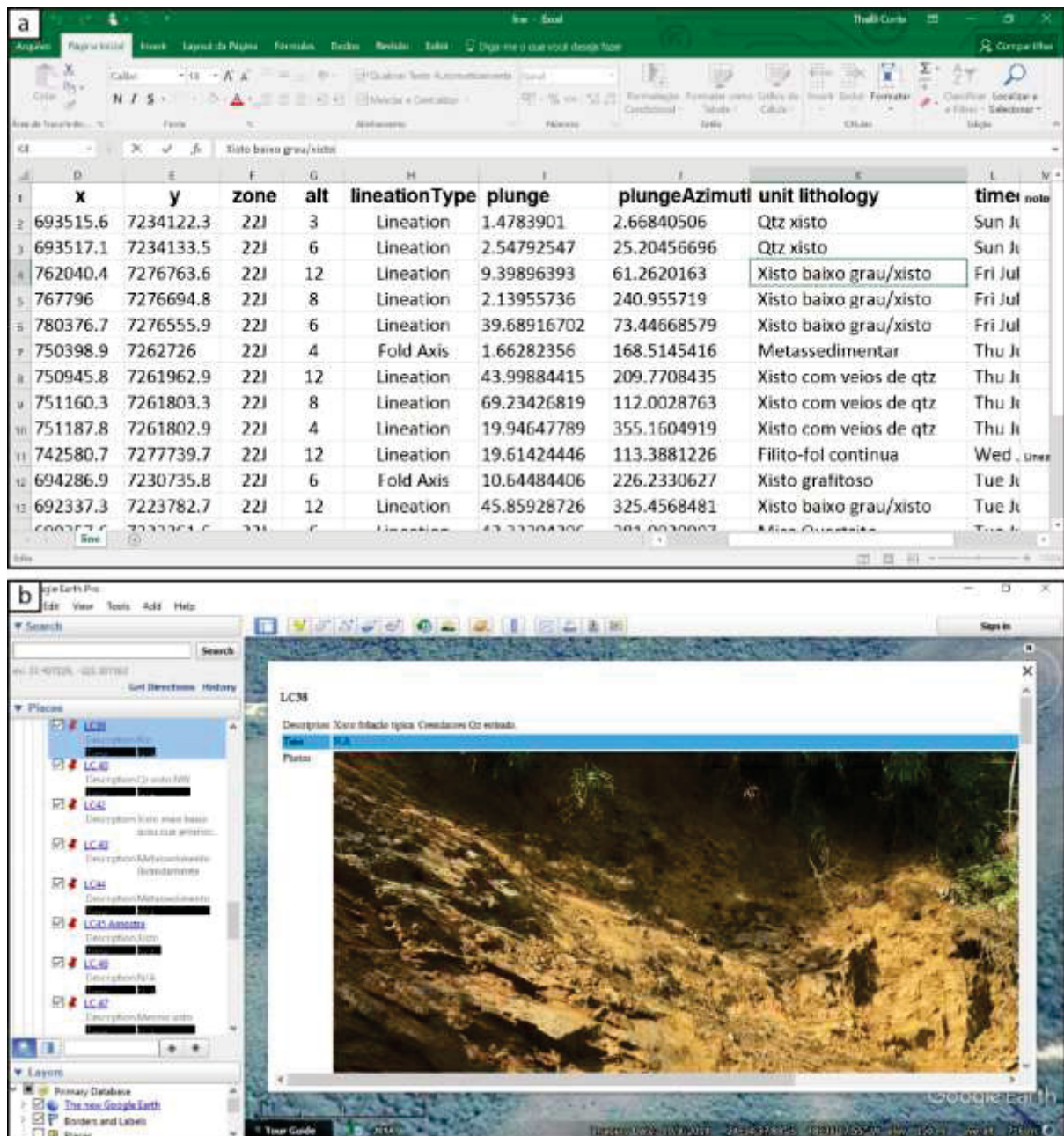


Figure P2. 5 – a) Spreadsheet exported from FieldMove Clino App containing detailed structural data; b) Google Earth screenshot showing the exported data from GIS Kit App.

Maybe the most important advantage these applications offer, beyond faster data acquisition, high storage capability, GPS/data accuracy and compatibility with GIS software is the real time visualization of structural data distribution that allows geologists to check geological structural trends that help to a better understanding of geological processes.

5 CONCLUSIONS

The use of mobile devices as geological mapping tools represents the possibility for geoscientists to perform fast data acquisition with low cost and high degree of accuracy. In addition, such devices allow a 3D spatial visualization of structures and lithology in a real time during the fieldwork, consequently, facilitating geologists' understanding on the tectonic evolution of any geological setting. Add all that to auto-backup and the possibility of export all acquired data into spreadsheets ready to be uploaded on GIS software or Google Earth.

6 ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by Brazilian National Council for research and Technology Development (CNPq) via processes number 443725/2014-4 and 305257/2014-5.

7 REFERENCES

- ALKMIN, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149 (2006) 43-64.
- ALLMENDINGER, R. W., SIRON, C. R., SCOTT, C. P. 2017. Structural data collection with mobile devices: Accuracy, redundancy, and best practices.
- CAMPANHA, A. G. C. 2002. O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. *Livre Docência - Universidade de São Paulo*, São Paulo.
- DONG, Y., AND LI, G. 2014. Mobile application for hydrogeologic field investigations. *Environmental Modelling & Software* 53 (2014) 62-64.
- FALEIROS, F. M. 2012. Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000 / Faleiros, Frederico Meira ... [et al.] – São Paulo: CPRM, 2012. 107 p.: il. Color + DVD.
- FALEIROS, F. M. 2013. Geologia e recursos minerais da folha Eldorado Paulista – SG.22-X-B-VI, estado de São Paulo, Escala 1:100.000 / Frederico Meira Faleiros ... [et al.] – São Paulo: CPRM, 2013. 128 p.: il. color.

- FASSBINDER, E.; SADOWSKI, G. R. & FIORI, A. P. 1994. Modelo de Riedel aplicado no Lineamento Lancinha, no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, V. 42, 173-184, 1994.
- FIORI, A. P., 1985. A Falha da Lancinha no Pré-Cambriano Paranaense: Reflexo de uma Falha Profunda? *Boletim Paranaense de Geociências* 36:03–14.
- HEILBRON, M.; MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, v 155 87-112.
- JAMES, D. E. & ASSUMPÇÃO M. 1996. Tectonic implications of S-wave anisotropy beneath SE Brazil. *Geophys. J. int.* (1996) 126, 1-10.
- LEE, S., SUH, J., HYEONG-DONG P. 2013. Smart Compass-Clinometer. A smartphone application for easy and rapid geological site investigation. *Computers & Geosciences* 62 (2013) 32-42.
- MCCARTHY A., COSGRAVE R., MEERE P., 2009. Use of the iPhone as a geological field tool: Practical benefits and technical limitations. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-11727, 2009.
- MIDLAND VALLEY, 2017. In: *Fieldmove Clino: Android Users Guide*. Midland Valley, Glasgow, Scotland, 38 pp.
- NOVAKOVA, L., PAVLIS, T. L. 2017. Assessment of the precision of smart phones and tablets for measurement of planar orientations: A case study. *Journal of Structural Geology* 97 (2017) 83-103.
- PASSARELI, C. R.; BASEI, M. A. S.; WEMMER, K.; SIGAJR, O.; OYHANTÇABAL, P. 2011. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences*, v 100, 2, pp 391-414.
- SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R.; HARTAMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, v 136 (2005) 203-240.
- SILVA, M. E. 1981. *Análise estrutural das faixas ectiníticas associadas ao falhamento de Cubatão entre as regiões de Juquiá e Pedro de Barros - Estado de São Paulo*. São Paulo, 118p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- WENG, Y-H., SUN, F.-S., GRIGSBY, J. D., 2012. GeoTools: an android phone application in geology. *Comput. Geosci.* 44, 24-30.

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O uso de dispositivos móveis como ferramentas de mapeamento geológico representa novas possibilidade aos geocientistas de adquirir um volume maior de dados, com maior grau de confiabilidade, a um custo menor. A possibilidade de visualização espacial de dados em 3D ainda no campo facilita a visualização espacial e distribuição de estruturas e litologias, facilitando o entendimento dos processos geológicos.

Opções de navegação digital sobre mapas de terreno e imagens de satélite economizam tempo na etapa pré-campo o que também ocorre na hora de importar os dados em softwares GIS, já que aplicativos de mapeamento têm a opção de exportar dados em tabelas, compatíveis com Arc GIS® e QGIS®, por exemplo, ou arquivos “.kmz”, compatíveis com Google Earth®. Back-up automático de dados na nuvem representam maior segurança aos usuários de tais ferramentas.

O estudo da geologia estrutural passou por modificações e agora, além de análise qualitativa, o uso de métodos quantitativos se faz necessário. O uso da técnica microscopia eletrônica aliada ao EBSD para obtenção de dados texturais e de orientação cristalográfica revela que as rochas estudadas foram intensamente recristalizadas por mecanismos de recristalização por *bulging* e rotação de subgrão, e localmente por mecanismos de migração de borda de grão.

O estudo de microestruturas revela que o padrão geométrico anastomosado definido pela conexão de zonas de cisalhamento em escala orogênica, se caracteriza em microescala pela ocorrência frequente de foliação do tipo S-C e foliação anastomosada associada a grãos de quartzo achatados.

A análise de indicadores cinemáticos como *mica fish*, foliação S-C e porfiroblastos e porfiroclastos rotacionados, indicam que o segmento estudado da ZCL e zonas de cisalhamento associadas, possui cinemática sinistral predominante. Tais indícios aparecem também no padrão de distribuição do eixo <c> de quartzo, cujas guirlandas se encontram rotacionadas no sentido anti-horário a partir de Z, na região superior da projeção. O predomínio de indicadores cinemáticos sinistrais, diferente do que tem sido amplamente descrito na literatura, sugere que interpretações cinemáticas e a evolução tectônica de zonas de cisalhamento interconectadas (anastomosadas), como no caso das zonas de cisalhamento que constituem o Cinturão Ribeira

devem ser mais cuidadosas, considerando-se, sobretudo, partição da deformação e regimes de deformação transpressivos.

5 REFERÊNCIAS

- ALKMIN, F. F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A. C., PERES, G. G., CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana.** Precambrian Research, 149 (2006) 43-64, 2006.
- ALMEIDA, F. F. M., AMARAL, G., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. **The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazon River.** Chapter 11. In: The Ocean Basins and Margins, Volume 1 The South Atlantic. Edited by Nairn, A. E. M. & Stehli, F. G. Springer Science Bussiness Media New York. New York, 1973. DOI 10.10011/978-1-4684-3030-1, 1973.
- ALMEIDA, F. F. M., NEVES, B. B. B., CARNEIRO, C. D. R. **The origin and evolution of the South American Platform.** Earth-Science Reviews, v 50 (2000) 77-111, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco.** Revista Brasileira de Geociências, 7: 349-364, 1977.
- BASCOU, J. F. L. **Relações entre microestruturas, mecanismos de deformação e propriedades físicas anisotrópicas em rochas de alto grau de metamorfismo: estudo de alguns eclogitos e granulitos.** Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo (USP), 2002.
- BUNGE H. J. **Representation of Preferred Orientations.** In: WENK H. Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis. Academic Press, Florida, p. 73-109, 1985.
- CAMPANHA, A. G. C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira.** Livre Docência - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.
- CAMPANHA, G. A. C., BASEI, M. S., FALEIROS, F. M., NUTMAN, A. P. **The Mesoproterozoic to early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil.** Geoscience Frontiers 7 (2016) 683-694, 2016.
- CAMPANHA, G.A.C. **Geocronologia da porção meridional da faixa Ribeira no sul do estado de São Paulo.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, 2010, Belém. Anais. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010.
- CAMPOS NETO, M. C., CABY, R. **Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints.** Tectonics, vol 19, n 4, 669-687, 2000.
- CAVALCANTE, G. C. G. **Evolução tectônica e reologia de uma crosta orogênica quente: o caso do Anatexito Carlos Chagas, Faixa Araçuaí (leste do Brasil).** Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo. 127 páginas, 2013^a.
- CAVALCANTE, G. C. G., EGYDIO-SILVA, M., VAUCHEZ, A.; CAMPS, P., OLIVEIRA, E. **Strain distribution across a partially molten middle crust: Insights from the AMS mapping of the Carlos Chagas Anatexite, Araçuaí belt (East Brazil).** Journal of Structural Geology, v 55 (2013) 79-100, 2013b.

- CURY, L. F., KAULFUSS, G. A., SIGA JR., O., BASEI, M. A. S., HARARA, O. M., SATO, K. **Idades U-Pb (Zircões) de 1.75 Ga em Granitóides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre; Evidências de Regimes Extensionais do Esteriano na Faixa Apiaí.** Revista do Instituto de Geociências - USP, Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 2, p. 95-108, dezembro 2002, 2002.
- DJAMA, L.M., LETERRIER, J., AND MICHARD, A. **Pb, Sr, and Nd isotope study of the basement of the Mayumbian belt (Guena gneisses and Mfoubou granite, Congo): implications for crustal evolution in Central Africa.** Journal of African Earth Sci., 14 (2), 227-237, 1992.
- EGYDIO-SILVA, M, VAUCHEZ, A., BASCOU, J., HIPPERTT, J. **High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira Belt, southeast Brazil.** Tectonophysics, v 352 (2002) 203-224, 2002.
- FALEIROS, F. M. **Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000.** São Paulo: CPRM, 2012. 107 p.: il. Color + DVD. 2012.
- FALEIROS, F. M. **Geologia e recursos minerais da folha Eldorado Paulista – SG.22-X-B-VI, estado de São Paulo, Escala 1:100.000.** São Paulo: CPRM, 2013.128 p.: il. color. 2013.
- FALEIROS, F. M., CAMPANHA, G. A. C., PAVAN, M., ALMEIDA, V. V., RODRIGUES, S. W. O., ARAUJO, B. P. **Short-lived polyphase deformation during crustal thickening exhumation of a collisional orogen (Ribeira Belt, Brazil).** Journal of Structural Geology 93 (2016) 106-130, 2016.
- FALEIROS, M. F. **Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, Metamorfismo e termobarometria de veios Sin-tectônicos.** Dissertação (Mestrado), 150 páginas - Universidade de São Paulo, São Paulo. 2003.
- FALEIROS, M. F. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serra da Ribeira e planalto Alto Turvo (SP, PR).** Tese (Doutorado), 319 páginas - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.
- FALEIROS, M. F., Campanha, A. G. C., Bello, R. M. S., Fuzikawa, K. **Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Belt Shear Zone, SE Brazil).** Tectonophysics, 485 (2010) 193-214, 2010.
- FALEIROS, M. F., CAMPANHA, A. G. C., MARTINS, L., VLACH, S. R. F., VASCONCELOS, P. M. **Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly.** Precambrian Research, 189 (2011) 263-291, 2011.
- FASSBINDER, E. **Análise estrutural da Falha da Lancinha, estado do Paraná.** Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.
- FASSBINDER, E., SADOWSKI, G. R. & FIORI, A. P. **Modelo de Riedel aplicado no Lineamento Lancinha, no Estado do Paraná.** Boletim Paranaense de Geociências, V. 42, 173-184, 1994.
- FIORI, A. P. **A Falha da Lancinha no Pré-Cambriano Paranaense: Reflexo de uma Falha Profunda?** Boletim Paranaense de Geociências 36:03–14, 1985.

- FOSSSEN, H. **Structural Geology (2nd edition)**. Cambridge: Cambridge University Press. 524p. 2016.
- GONÇALVES F. L. **Aplicação da Técnica de Difração de Elétrons Retroespalhados (EBSD) na caracterização microestrutural e textural de agregados de hematitas**. Monografia. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 91p, 2013.
- HEILBRON, M., MACHADO, N. **Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil)**. *Precambrian Research*, v 155 87-112, 2003.
- JAMES, D. E. & ASSUMPÇÃO M. **Tectonic implications of S-wave anisotropy beneath SE Brazil**. *Geophys. J. int.* (1996)126, 1-10, 1996.
- LAGOEIRO, L., BARBOSA, P. F., FUETEN, F. **Complex fringes around magnetite porphyroclasts: Growth and deformation history**. *Tectonophysics* Volume 510, Issue 1, p. 186-194, 2011.
- MAINPRICE D. 2012. **Orientations cristallographiques: figure de pôles, etc.** Notas de aula. Disponível em: <http://www.gm.univmontp2.fr/PERSO/mainprice/W_data/Master_M1_Documents/M1_C4P_CPO_2012.pdf>. Acessado em: 16 de março de 2015.
- MORALES L. F. G. **Estudo da Orientação Cristalográfica em Dobras, Limites de Grãos e Anisotropia Sísmica em Moscovita-Quartzo Milonitos**. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.
- MORALES, L. F. G., HINRICHS, R., FERNANDES, L. A. D. **A Técnica de Difração de Elétrons Retro-Espalhados (EBSD) em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e sua Aplicação no Estudo de Rochas Deformadas**. *Revista Pesquisas em Geociências*, v 34 (1): 19-34, 2007. Instituto de Geociências, UFRGS, 2007.
- PASSARELI, C. R., BASEI, M. A. S., WEMMER, K., SIGAJR, O., OYHANTÇABAL, P. **Major Shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La Plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation**. *International Journal of Earth Sciences*, v 100, 2, pp 391-414, 2011
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. 2nd, rev. Berlin: Springer. 366 p., il. ISBN 3540587136, 2005.
- RAMSAY, J. G. **Shear zone geometry: a review**. *Journal of Structural Geology*, Vol. 2, No. ½, pp. 83 to 99, 1980.
- RENNE, P. R., DECKART, K., ERNESTO, M., FÉRAUD, G., PICCIRILLO, E. M. **Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and implications to Paraná flood volcanism**. *Earth and Planetary Science Letters* 144 (1996) 199-211, 1996.
- SADOWSKI, G. R. **A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro**. BoI. IG-USP, Sér. Cient. 22:15-28, 1991.
- SATSUKAWA T., ILDEFONSE B., MAINPRICE D., MORALES L. F. G., MICHIBAYASHI K., BAROU F. **A database of plagioclase crystal preferred orientations (CPO) and microstructures – implications for CPO origin, strength, symmetry and seismic anisotropy in gabbroic rocks**. *Solid Earth* (4): 511–542 p, 2013.

- SCHWARTZ A. J., KUMAR M., ADAMS B. L., FIELD D. P. **Electron backscatter diffraction in materials science**. Springer, New York, (Eds.) 2, 2009.
- SCHWARZER R. A. **Advances in crystal orientation mapping with the SEM and TEM**. Ultramicroscopy 67 (1997) 19-24, 1997.
- SIGA JR., O. **O complexo Atuba: um cinturão paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico**. Boletim IG-USP, Série cient., São Paulo, v. 26, p. 69-98, 1995.
- SIGA JR., O., BASEI, M.A.S., MACHIAVELLI, A. **Evolução geotectônica da porção nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná com base em interpretações geocronológicas**. Revista Brasileira de Geociências, Curitiba, v. 23, p. 215-223, 1993.
- SIGA JR., O., BASEI, M. A. S., NUTMAN, A., SATO, K., MCREATH, I., PASSARELI, C. R., LIU, D. **Extensional and Collisional Magmatic Records in the Apiaí Terrane, South-South-eastern Brazil: Integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages**. Revista do Instituto de Geociências - USP, Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 11, n.3, p. 149-175, dezembro 2011, 2011a.
- SIGA JR., O., CURY, L. F., MCREATH, I., RIBEIRO, L. M. A. L., SATO, K., BASEI, M. A. S., PASSARELI, C. R. **Geology and geochronology of the Betara region in south-south-eastern Brazil: Evidence for possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1.50-1.45 Ga) extension events**. Gondwana Research 19 (2011) 260-274, 2011b.
- SILVA, L. C., MCNAUGHTON, N. J., ARMSTRONG, R., HARTAMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. **The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens**. Precambrian Research, v 136 (2005) 203-240, 2005.
- SILVA, M. E. **Análise estrutural das faixas ectiníticas associadas ao falhamento de Cubatão entre as regiões de Juquiá e Pedro de Barros - Estado de São Paulo**. São Paulo, 118p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1981.
- SITZMAN, S. & MAITLAND, T. **Electron Backscatter Diffraction (EBSD) Technique and Materials Characterization Examples**. In: Scanning Microscopy for Nanotechnology. Techniques and Applications. Edited by: Zhou, W. & Wang, Z. L. Springer-Verlag New York, 2007. DOI 10.1007/978-0-387-39620-0, 2007.
- STIPP M., STÜNITZ H., HEILBRONNER R., SCHMID S. M. **Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions**. Geological Society, London, Special Publications, 200(1): 171-190, 2002.
- TOY, V. G., PRIOR, D. J., NORRIS, R. J. **Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift**. Journal of Structural Geology 30 (2008) 602-621, 2008.
- TROUW, R. A. J. **Atlas of mylonites: and related microstructures**. Rio de Janeiro: Springer, 322 p., il. color. ISBN 9783642036071, 2010.
- TULLIS, J., RICHARD, A. Y. **Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures**. Geology, v 15, p. 606-609, July 1987.
- TULLIS, J., RICHARD, A. Y. **Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence**. Journal of Structural Geology, Vol 10, No 9, pp. 987 to 1000, 1991.

TULLIS, J., RICHARD, A. Y., FARVER, J. **Deformation-enhanced fluid distribution in feldspar aggregates and implications for ductile shear zones.** *Geology*, January 1996; v. 24; no. 1; p. 63-66, 1996.

VICAT, J.P., AND POUCKET, A. **Nature du magnetisme lié à une extension pré-panafricaine: les dolérites de bassins de Comba et de Sembé-Ouessou (Congo).** *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166, 355-364, 1995

WHEELER, J., PRIOR, D. J., JIANG, Z., SPIESS, R., TRIMBY, P. W., 2001. **The petrological significance of misorientations between grains.** *Contributions Mineral Petrol* (2001) 141: 109-124, 2001.

ZALÁN, P. V. **The Paraná Basin, Brazil.** In: Leighton, M.W.; Kolata, D.R.; Oltz, D.F.; Eidel, J.J. (Ed.). *Interior Cratonic Basins*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, P. 681-708, 1990.